

Variabilidad de la estratificación y mezcla en la desembocadura del Delta del río Magdalena

Hayzar Ismael Hernández Bustos.
Especialista en Física General
Universidad del Atlántico

Director
Luis Jesus Otero Díaz PhD.
Departamento de Física y Geociencias
Universidad del Norte (Colombia)

Trabajo para optar el grado de Magister en Física Aplicada



Departamento de Física y Geociencias
Grupo de Investigación en Geociencias GEO4
Barranquilla
2018

Índice

1. Introducción	9
1.1. Área de estudio	10
1.2. Parámetros físicos	12
1.3. Pregunta de Investigación	15
2. Datos y Métodos	15
2.1. Datos in-situ	15
2.2. Implementación del Modelo Numérico	19
2.3. Métodos	20
2.3.1. Calculo de índices de estratificación	20
2.3.2. Análisis de condiciones estacionales e interanuales	21
3. Resultados	24
3.1. Parámetros de estratificación: ϵ , ϕ , β y R_i	24
4. Discusión	33
5. Conclusiones	37

Índice de figuras

1.	a) Desembocadura principal del río Magdalena, mostrando la localización de las principales obras de ingeniería construidas a lo largo del canal principal (1-7); (b) relieve submarino – desembocadura del río Magdalena, se destacan: (1) sector barra frontal, (2) bajo submareal, y (3) canal – comunicación con el cañón del Magdalena. (Tomado de [14])	11
2.	Zona de Estudio	16
3.	Distribución vertical de la salinidad(psu), la temperatura ($^{\circ}C$), la densidad (kg/m^3) y la frecuencia Brunt Vaisala a lo largo del Delta de la desembocadura en la época seca (20 de Abril) de 2013.	17
4.	Distribución vertical de la salinidad(psu), la temperatura ($^{\circ}C$), la densidad (kg/m^3) y la frecuencia Brunt Vaisala a lo largo del Delta de la desembocadura en la época seca (18 de Marzo) de 2014.	18
5.	Distribución vertical de la salinidad(psu), la temperatura ($^{\circ}C$), la densidad (kg/m^3) y la frecuencia Brunt Vaisala a lo largo del Delta de la desembocadura en la época húmeda (30 de Noviembre de 2012).	19
6.	Comparación de los perfiles de velocidad en la vertical en el río y en la región de la cuña salina - río. (a) Comparación de perfil Logaritmico (línea negra) y el perfil polinómico de grado 6 (línea roja) y el perfil de datos del modelo numérico en el río, (b) comparación del perfil polinómico y el perfil de datos del modelo numérico en la zona cuña salina - río.	21
7.	Caudales en la estación Calamar, la marea en la boca de la desembocadura y la magnitud y dirección del viento durante los periodos de modelación en la época seca en la condiciones de años (a) Niño, (b) Niña y (c) Normal. Áreas sombreadas corresponden a los periodos de simulación numérica.	22
8.	Caudales en la estación Calamar, la marea en la boca de la desembocadura y la magnitud y dirección del viento durante los periodos de modelación en la época húmeda en la condiciones de años (a) Niño, (b) Niña y (c) Normal. Áreas sombreadas corresponden a los periodos de simulación numérica.	23
9.	Comparación de la variación espacial de los índices cuantitativos de estratificación (ϵ , ϕ , N^2 y R_i), a lo largo de la desembocadura del Delta del Río Magdalena en la época seca (04/2013), calculados a a partir de las mediciones (línea roja) y de los resultados del modelo MOHID (línea azul).	25
10.	Comparación de la variación espacial de los índices cuantitativos de estratificación (ϵ , ϕ , N^2 y R_i), a lo largo de la desembocadura del Delta del Río Magdalena en la época seca (03/2014), calculados a a partir de las mediciones (línea roja) y de los resultados del modelo MOHID (línea azul).	26
11.	Perfiles de salinidad y Módulo de velocidad en la época seca en las fases del ENOS modeladas y en un año de condiciones Normales. En (a),(b) y (c) se presentan los perfiles de salinidad y en (d), (e) y (f) los perfiles del modulo de velocidad	27

12.	Perfiles de salinidad y Módulo de velocidad en la época húmeda en las fases del ENOS modeladas y en un año de condiciones Normales. En (a),(b) y (c) se presentan los perfiles de salinidad y en (d), (e) y (f) los perfiles del modulo de velocidad. . . .	28
13.	Comparación de parámetros de estratificación (a) β , (b) ϵ , (c) ϕ , (d) R_i y los parámetros de (e) Producción de energía cinética en el fondo (P) y (f) la tensión cortante (τ_{xz}) en la época seca durante los años de eventos ENOS y un año neutro (2006).	29
14.	Comparación de parámetros de estratificación (a) β , (b) ϵ , (c) ϕ , (d) R_i y los parámetros de (e) Producción de energía cinética en el fondo (P) y (f) la tensión cortante (τ_{xz}) en la época húmeda durante los años de eventos ENOS y un año neutro (2006).	31
15.	Comparación de parámetros de estratificación (a) β , (b) ϵ , (c) ϕ y (d) R_i en condiciones estacionales durante los años de fase cálida de ENOS (1997-1998), fase fría del ENOS (1999-2000) y un año neutro (2006).	32
16.	Arriba: Parámetro de estratificación (n_s) en la desembocadura del río Magdalena. Estimado a partir de las mediciones efectuadas en las estaciones de altos (Noviembre 2012) y bajos (Abril 2013) caudales (B.M.: Bien mezclado, P.M.: Parcialmente mezclado, E.: Estratificado). Abajo: Caudal, rango y fase de marea, localización de la interfase salina/agua dulce (FSI) y de la zona de máxima turbidez (TMZ), y máxima concentración de sedimentos en suspensión (CSS) de la TMZ, registrados en la desembocadura del río Magdalena. Adaptada de [47]	35

Dedicatoria

*Dedicado a la memoria de: Elvia Irene Bustos Sánchez.
Quien entregó todo sin esperar nada.*

Agradecimientos

*Las palabras nunca alcanzan
cuando lo que hay que decir
desborda el alma.*
Julio Cortázar

Gracias a todos por su apoyo y confianza desmedida en mí.

Agradezco a los profesores Juan Carlos Ortíz y Luis Otero quienes iluminaron senderos confiables y seguros para seguir y aprender, en especial al profesor Luis Otero por creer, por su tiempo, por su dedicación, por sus asesorías enriquecedoras y alentadoras.

Gracias a los evaluadores, Juan Camilo Restrepo y Oscar alvarez, por sus valiosas observaciones y contribuciones al crecimiento de este trabajo.

Agradezco a mis compañeros y colegas, Aldemar Higgins y Rodney Correa, por su tiempo, escucha, consejos y por compartir su experiencia de la disciplina.

Gracias a mi familia, sin ellos nada sería posible. A mi amada esposa Belkys Salcedo, a mi tía-abuela Antonia Aguas y a mi madre Elvia Bustos, sin ellas difícilmente esto tendría sentido.

Gracias, *en realidad las palabras no alcanzan cuando lo que hay que decir...*

Resumen

En el presente trabajo de investigación se estudia la variabilidad de la estratificación y mezcla en la desembocadura del Delta del río Magdalena (DDRM) a través del comportamiento espacial y temporal del número de Richardson (R_L), anomalía de la energía potencial (ϕ), el parámetro de estratificación (ϵ), la flotabilidad (β), la producción de energía cinética turbulenta (P) y el esfuerzo cortante (τ_{xz}) en el fondo. El cálculo de estos parámetros se efectúa a partir de datos producto de las salidas del modelo numérico MOHID, el cual fue adaptado y calibrado para el DDRM. Dentro de este propósito se analiza la variabilidad espacio-temporal de los parámetros ϕ , β y ϵ como indicadores característicos de la estratificación en diferentes zonas de la desembocadura, de igual forma se analiza la variabilidad espacio-temporal de R_L , P y τ_{xz} como indicadores de los procesos de estratificación y mezcla en la desembocadura. Adicionalmente, se examina la variabilidad espacio-temporal de la estratificación de la DDRM en condiciones de un ciclo ENOS, tanto en su fase cálida como en su fase fría y en fase neutra. Los resultados muestran que: (a) cuando se alcanzan los caudales mínimos históricos la cuña salina puede penetrar hasta el km 20. (b) El caudal condiciona la penetración de la cuña salina a lo largo de la desembocadura más que cualquier otro agente forzador. (c) El núcleo de la TMZ logra desarrollarse más efectivamente en épocas de bajos caudales y condiciones del fenómeno del Niño intenso, acentuándose además los procesos de floculación y de máxima CSS, (d) la depositación de sedimentos se intensifica desde la parte baja del estuario hasta la desembocadura en condiciones del tránsito de la época seca a la húmeda en condiciones del fenómeno del Niño.

Palabras claves: Río Magdalena, variabilidad estacional e interanual, estratificación, turbulencia, ENOS, estacionalidad, caudal.

1. Introducción

La comprensión de la turbulencia juega un papel clave en la oceanografía física, ya que los procesos turbulentos son cruciales para controlar la dinámica del flujo, como el intercambio del momento y la energía de la columna de agua. Al mismo tiempo, muchos estudios (por ejemplo, [1], [2]) han revelado la importante influencia de la estratificación en la mezcla de la columna de agua.

Se han desarrollado algunos estudios sobre los procesos hidrodinámicos en el Delta del río Magdalena, tanto espacial como temporalmente ([3],[4]). En estos trabajos se ha establecido que los procesos de estratificación son importantes, especialmente, por los aportes del río Magdalena, que generan una circulación fuertemente estratificada. La mayor parte de los estudios desarrollados en el Delta de río Magdalena se centran en evaluar la dinámica sedimentaria y cambios geomorfológicos (e.g. [5]; [6]), en la influencia de los forzadores dinámicos sobre los procesos hidrodinámicos (e.g. [3]) y dada la complejidad del estuario, algunos estudios optan por el modelado de los procesos hidrodinámicos y la influencia de los forzadores en estos procesos (e.g. [7]; [4]; [8]). A pesar del creciente interés por estudiar los diversos procesos físicos en la zona, aún es necesario conocer más sobre el comportamiento espacio-temporal de la estratificación y su respuesta a diferentes cambios, tanto estacionales como interanuales. Además, es importante considerar que el Delta de la desembocadura del Río Magdalena ha experimentado cambios ambientales significativos inducidos por el hombre ([9]) y en sus patrones climáticos/hidrológicos ([10]), los cuales generan variaciones en sus procesos hidrodinámicos.

El río Magdalena es el sistema fluvial de mayor longitud y área de drenaje en Colombia, su cuenca ocupa el 24 % del territorio nacional y ha experimentado una gran atención, por su influencia en la economía local y nacional ([11]) y su influencia global en el aporte de sedimentos al mar Caribe. Diversos estudios se han adelantado con miras a entender su dinámica sedimentaria, morfológica, física y biológica ([12], [13]). En particular, a los procesos físicos relacionados con la estratificación y mezcla en la columna de agua en la desembocadura del Delta del río Magdalena (DDRM) ([14]).

Los estuarios altamente estratificados se desarrollan en zonas de dominio micro-mareal en donde la capa fluvial de agua, de menor densidad, fluye sobre la capa marina de mayor densidad. Estas condiciones de estratificación promueven la formación de una cuña salina que penetra a lo largo del canal estuarino/deltaico, y cuya posición, extensión y características dependen de la magnitud y variaciones del caudal, de las condiciones de mezcla y de la circulación residual ([15]).

La mezcla (agua, sal y material particulado) en un sistema estuarino estratificado se desarrolla por la combinación de la turbulencia generada por los esfuerzos de corte en el fondo y en la haloclina ([15]). La magnitud de estos procesos varía de acuerdo con el régimen de marea (rango y fase), las características del canal, las condiciones de estratificación y el caudal. Las inestabilidades creadas en la haloclina dependen del espesor de las capas estratificadas y de la posición relativa de los gradientes de densidad. En consecuencia, en esta interfase se presentan diferentes perturbaciones (Holmboe, Kelvin-Helmholtz, internal waves) y condiciones de mezcla ([15]).

[14] estudió la influencia de los cambios de caudal en los procesos de estratificación y mezcla en la DDRM y los procesos que determinan la formación y dinámica de zonas de máxima turbidez. Señala que la variación del caudal y la estratificación tienen una importancia central en la dinámica sedimentaria del estuario, ya que la zona de máxima turbidez en el tramo estuarino del

río Magdalena es causada por (i) la convergencia de las capas estratificadas cerca de la cabeza de la cuña salina y por (ii) la supresión de la turbulencia ocasionada por la estratificación, la alta concentración de sedimentos, y probablemente, por la floculación. Sin embargo, este estudio presentó una limitación espacial y temporal en los resultados obtenidos debido al restringido número de observaciones del enfoque experimental y también porque fue realizado bajo unas condiciones de caudal determinadas. La evaluación del número de Richardson y el parametro de estratificación (definido como el cociente entre el gradiente de la salinidad, entre la superficie y el fondo, y la densidad promedio), sirvieron de base para cuantificar las características hidrodinámicas en la columna de agua a lo largo el canal.

[4] utilizó el modelo hidrodinámico tridimensional (MOHID) para simular la intrusión salina en el río Magdalena. Datos puntuales (de salinidad y temperatura), producto de mediciones in-situ, a lo largo del delta de la desembocadura del río Magdalena, permitieron llevar a cabo la calibración y validación del modelo. Con el modelo calibrado y validado se simulaban los escenarios correspondientes a las condiciones media anual y extremas de caudal del año 2010 y con ello se evaluó el efecto del caudal, la marea y el viento sobre la estratificación, las condiciones de mezcla y la dinámica de la intrusión salina en el estuario del río Magdalena. Los resultados mostraron que la DDRM es un estuario estratificado, de tipo cuña salina; que la presencia de la cuña salina, está dominada principalmente por el caudal, la columna de agua es estratificada y la turbulencia generada por la fricción con el fondo no es suficiente para mezclarla, además la dinámica de la cuña salina aguas arriba de la desembocadura está modulada principalmente por el caudal.

En las últimas décadas se le ha dado mayor atención a los procesos de estratificación y des-estratificación en las diferentes escalas de tiempo debido a su gran relevancia para el ecosistema estuarino. Los estuarios pueden clasificarse en tres tipos según su distribución longitudinal de salinidad: parcialmente mezclado, verticalmente homogéneo o bien mezclado, y altamente estratificado o de cuña salina ([16]). El tipo de estuario depende esencialmente de la descarga del río y del régimen de las mareas, que tienen efectos pronunciados sobre la distribución de varios procesos físicos, químicos y bióticos dentro del estuario. La advección diferencial de salinidad crea estratificación, que a su vez inhibe la mezcla vertical del momentum. Con el aumento de la energía turbulenta, la estratificación es reducida por mezcla directamente e indirectamente por esfuerzo cortante ([17]). Por otra parte, la intensificación de la estratificación disminuye los flujos verticales de variables ecológicamente importantes ([18]) como el calor, la sal, el oxígeno y los nutrientes.

1.1. Área de estudio

El Río Magdalena (ver Figura 1) es el sistema fluvial de mayor longitud y área de drenaje de Colombia, y su cuenca ocupa el 24% del territorio nacional. El río Magdalena transporta 144 Mt yr^{-1} ([6]), y se ubica entre los que más sedimentos produce $\sim 560 \text{ t km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ de los ríos que drenan en Suramérica. Sus principales tributarios son los ríos Cauca, San Jorge, Sogamoso y César. [14] determinaron que el delta capta un flujo promedio de $205,1 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ de agua y de $142,0 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ de sedimentos en suspensión.

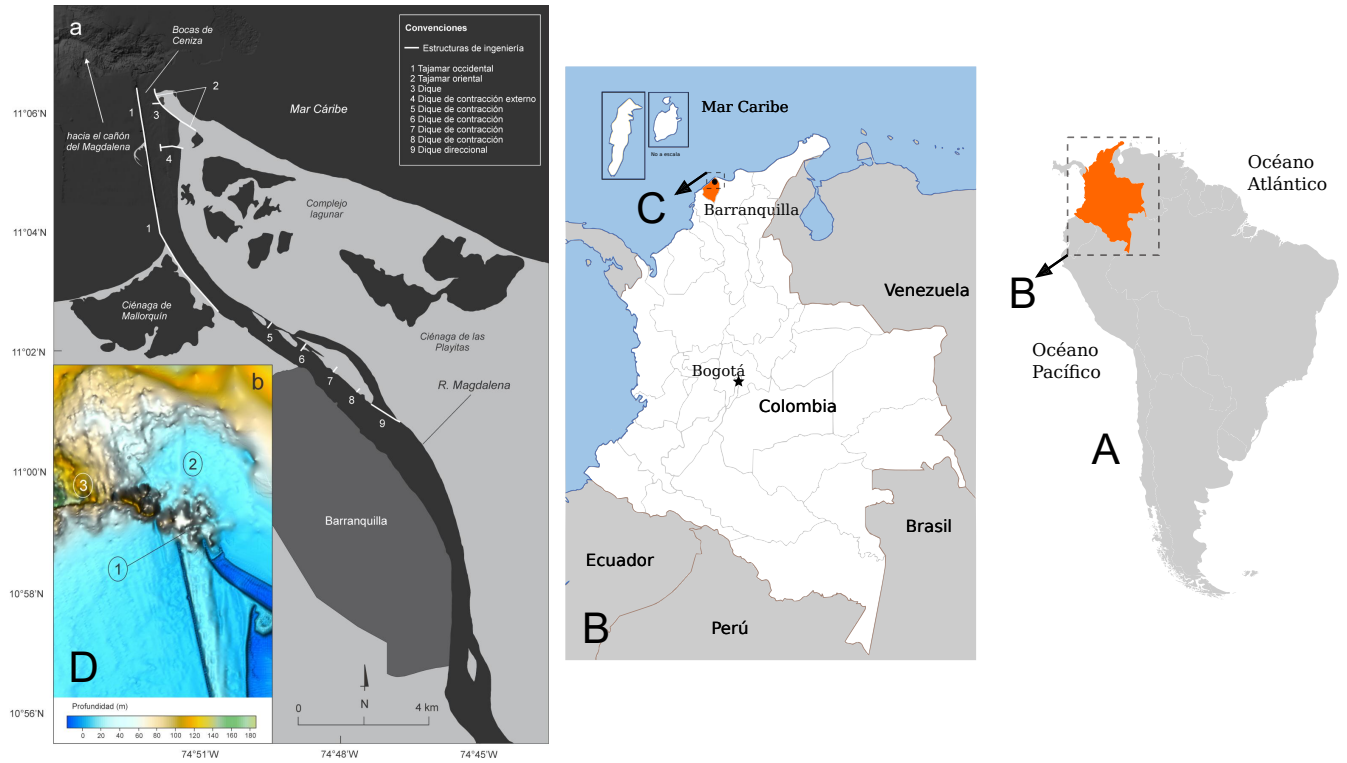


Figura 1: a) Desembocadura principal del río Magdalena, mostrando la localización de las principales obras de ingeniería construidas a lo largo del canal principal (1-7); (b) relieve submarino – desembocadura del río Magdalena, se destacan: (1) sector barra frontal, (2) bajo submareal, y (3) canal – comunicación con el cañón del Magdalena. (Tomado de [14])

La desembocadura tiene 540 m de ancho con una profundidad mínima de 9.5 m, y se encuentra sujeta a un oleaje de fondo proveniente de la dirección noreste, con alturas significativas entre $2,2 \pm 1,1$ m y un periodo pico de $6,7 \pm 2,3$ s ([19]). Estos parámetros experimentan una significativa variabilidad estacional en la época seca. La estación seca va desde Diciembre a Abril, caracterizada por la influencia de los vientos Alisios del noroeste y la ocurrencia de frentes fríos ([20]). Durante esta temporada, el caudal medio es $4360,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y la tasa media de transporte de sedimentos en suspensión es $218 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$. En contraste, la época húmeda, que se extiende desde septiembre hasta noviembre, el caudal medio y la tasa media de transporte de sedimentos en suspensión aumentan hasta $8063,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $531 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$, respectivamente [14]. El caudal medio experimenta cambios a escala interanual, con caudales medios estimados de 5512 y 8747 $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ durante El Niño y La Niña, respectivamente. De igual forma se presenta variabilidad de los vientos en la desembocadura del Delta del río Magdalena, con velocidades mayores en la época seca (De Diciembre a Marzo), con valores que oscilan entre 4,5 y 6,1 m s^{-1} . En la época húmeda (De Agosto a Noviembre) hay una reducción en las intensidades del viento, con velocidades de 2,2 y 3,1 m s^{-1} . [4] estimó el promedio anual de 3,9 m s^{-1} con un predominio de los vientos provenientes del noreste y norte con el 42.7 % y 25.0 % de ocurrencia, respectivamente. La marea presenta un rango micro-mareal que oscila entre 0,48 m durante cuadraturas y 0,64 m durante sicigias [21] y

según el coeficiente de Courtier, la marea es diurna mixta ($F = 1,9$).

1.2. Parámetros físicos

La estabilidad de la columna de agua en un estuario debido a la influencia de los forzadores, como el caudal, la marea, el viento y el oleaje, puede ser cuantificada usando el Número de Richardson (R_L), la anomalía de la energía potencial (ϕ), la frecuencia de flotabilidad (N^2) y el parámetro de estratificación (η). A continuación se describen cada uno de ellos:

■ Número de Richardson por capas (R_i)

El número de Richardson es un indicador de la importancia relativa de la estabilidad estática (fuerza de flotación) y la inestabilidad dinámica (tensión cortante), su cálculo permite una estimación cualitativa de la intensidad de la mezcla frente a las variaciones del caudal y la marea, se define ([22]) como:

$$R_L = \frac{gh(\rho_b - \rho_s)}{U^2\rho_0} \quad (1)$$

donde, U es la velocidad promediada en la profundidad ($m \cdot s^{-1}$), ρ_0 es la densidad promediada en la profundidad ($kg \cdot s^{-3}$), h es la profundidad del agua (m), $(\rho_b - \rho_s)$ es la diferencia de densidad entre la superficie y el fondo ($kg \cdot s^{-3}$), y g es la aceleración debida a la gravedad ($9,81 m \cdot s^{-2}$). Su cálculo permite una estimación cualitativa de la intensidad de la mezcla frente a las variaciones del caudal y la marea. [15] observaron que para $R_L < 2$ la turbulencia generada por la fricción con el fondo es el principal mecanismo de mezcla, cuando $2 < R_L < 20$ la mezcla se hace cada vez menos efectiva y para valores $R_L > 20$, la columna de agua es estable y la turbulencia del fondo no es efectiva para generar mezcla.

■ Parámetro de estratificación (ϵ)

La evolución de la estructura vertical de la columna de agua en cada estación durante el tiempo de medición se evaluó en términos del parámetro de estratificación (por ejemplo, [23]). El parámetro de estratificación (ϵ) se calcula por:

$$\epsilon = \frac{\partial\rho}{\rho_m} \quad (2)$$

donde

$$\partial\rho = \rho_{fond} - \rho_{sup},$$

$$\rho_m = 0,5(\rho_{fond} + \rho_{sup}),$$

siendo ρ_{fond} y ρ_{sup} la densidad del fondo y de la superficie de la columna de agua, respectivamente. Para condiciones homogéneas, $\epsilon = 0$, mientras que en condiciones de estratificación de densidad vertical máxima, la cantidad de variación vertical puede ser aproximadamente 0,025.

El parámetro adimensional de estratificación (ϵ) utilizado por [23] en su diagrama de estratificación-circulación para la clasificación de los estuarios es un parámetro que es simple de obtener y ampliamente utilizado ([16], [24], [25]; [26]; [27]).

■ **Frecuencia de flotación (β)**

Un parámetro característico indicativo de la estratificación es la frecuencia de flotación (o frecuencia de Brunt-Väisälä) (e.g. [28]), dada por

$$\beta = N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\Delta\rho}{\Delta z} \quad (3)$$

donde g es la aceleración de la gravedad y z es la profundidad. En una columna de agua estable $\beta > 0$, indica que una parcela desplazada verticalmente tiende a regresar a su nivel de equilibrio hidrostático y, dependiendo de la ganancia de energía potencial, oscilará alrededor del nivel de reposo con una frecuencia proporcional a β . Cuanto mayor sea la estratificación, mayor será el valor de β . Cuanto menor sea el valor de β , mayor será el consumo de energía cinética implicado en la producción de mezcla turbulenta, lo que conduce a homogeneización vertical. Los valores más altos de β se encuentran usualmente en el área de la pycnoclina, que coincide con la halocline en el caso de las aguas costeras o estuarios.

■ **Anomalía de la energía potencial(ϕ)**

Como medida conveniente de la estabilidad de la columna de agua, se calcula la anomalía potencial de energía (e.g. [29]) para toda la columna de agua para cada perfil de salinidad o temperatura usando la ecuación

$$\phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\bar{\rho} - \rho) g z dz \quad (4)$$

donde

$$\bar{\rho} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \rho dz \quad (5)$$

Aquí, g es la aceleración gravitacional ($m s^{-2}$), ρ es la densidad del agua ($kg m^{-3}$), h es la profundidad del agua (m) y z es el intervalo de profundidad (m).

El parámetro ϕ es una medida cuantitativa de la estratificación, representa el trabajo requerido por unidad de volumen para mezclar completamente la columna. ϕ es nulo para una columna totalmente mezclada y aumenta con la estratificación. Para condiciones homogéneas, el valor de ϕ estará cerca de cero. Su valor aumenta con la estratificación; los valores típicos son del orden de decenas.

[30] definió ϕ , ecuaciones (4) y (5), como la cantidad de energía mecánica (por m^3) requerida para homogeneizar instantáneamente la columna de agua por completo.

- **Producción de energía cinética turbulenta en el fondo**

P representa la producción de turbulencia por la interacción de la tensión media y las tensiones de Reynolds. Físicamente, este es el resultado de los remolinos que se intensifican al ser tensados (o estirados) por el cizallamiento medio. Se puede obtener una aproximación de P cerca del fondo en un flujo descrito por la ecuación

$$U = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (6)$$

y obtener,

$$P \simeq \frac{u_*^3}{\kappa z} \quad (7)$$

donde κ es la constante de Von Karman ($= 0,41$), U es la velocidad en la vertical, u_* es la velocidad cortante en el fondo (no es específicamente una velocidad real, tiene unidades de m/s , pero esta relacionada con el factor de fricción, de hecho se considera una forma alternativa de expresar la fricción en términos de una velocidad), z la profundidad y z_0 es la escala de rugosidad del fondo. La ecuación (6) es característica de los perfiles de velocidades en la vertical que responden a la Ley de la Wall. La ecuación (7) indica que si no existe estratificación en el fondo, la producción debida a la tensión de Reynold es igual a la disipación.

- **Tensión cortante en el fondo (τ_{xz})**

La magnitud de la tensión de corte en el fondo (τ_{xz}) está relacionado con la velocidad de corte (u_*) por medio de la expresión

$$\tau_{xz} = \rho u_*^2 \quad (8)$$

donde ρ es la densidad del agua en el fondo y u_* representa la velocidad cortante en el fondo. La tensión cortante cerca del fondo de la columna de agua provoca directamente la erosión de los sedimentos y afecta la mezcla vertical y las condiciones que conducen a la depositación de sedimentos, por ende, es una medida de la estratificación en el fondo junto con la producción de energía cinética turbulenta (P).

Teniendo en cuenta lo anterior, este trabajo tiene como propósito estudiar la variabilidad de la estratificación y mezcla en la desembocadura del Delta del río Magdalena a través del comportamiento espacial y temporal del número de Richardson (R_L), anomalía de la energía potencial (ϕ), el parámetro de estratificación (ϵ), la flotabilidad (β) y la producción de energía cinética turbulenta (P). Dentro de este propósito se va a analizar la variabilidad espacio-temporal de los parámetros ϕ , β y ϵ como indicadores característicos de la estratificación en diferentes zonas de la desembocadura, de igual forma se analiza la variabilidad espacio-temporal de R_L y P como indicadores de los procesos de estratificación y mezcla en la desembocadura. Adicionalmente, se examina la variabilidad espacio-temporal de la estratificación del Delta de la desembocadura del río Magdalena en condiciones climáticas extremas, es decir cómo es su comportamiento en un ciclo ENOS, tanto en su fase cálida como en su fase fría.

1.3. Pregunta de Investigación

¿Cuál es la respuesta de los fenómenos de estratificación y mezcla en la DDRM, el cual es un delta de alta descarga en un ambiente micro-mareal, ante la presencia de fenómenos climáticos interanuales extremos como el ciclo ENOS?

2. Datos y Métodos

Para valorar las condiciones de estratificación y mezcla en la desembocadura del Delta del río Magdalena a partir de los parámetros mencionados, se emplearán datos históricos (series de tiempo de caudales), mediciones hidrodinámicas (perfiles verticales de salinidad, temperatura, velocidad del flujo) y datos producto de salidas del modelo numérico MOHID).

2.1. Datos in-situ

En la desembocadura del Delta del río Magdalena se cuentan con mediciones de perfiles verticales de salinidad, temperatura y densidad, a lo largo de un transecto longitudinal en la zona de desembocadura (Figuras 2).

Las mediciones de salinidad y temperatura fueron obtenidas con un CTD SeaBird 19VPlus®, con una tasa de muestreo de 4Hz. Los datos fueron tomados en tres campañas realizadas en época húmeda (28-30 de noviembre del 2012) y en la época seca 20 y 21 de abril del 2013 y en la época seca 18 de Marzo del 2014 ([14]).

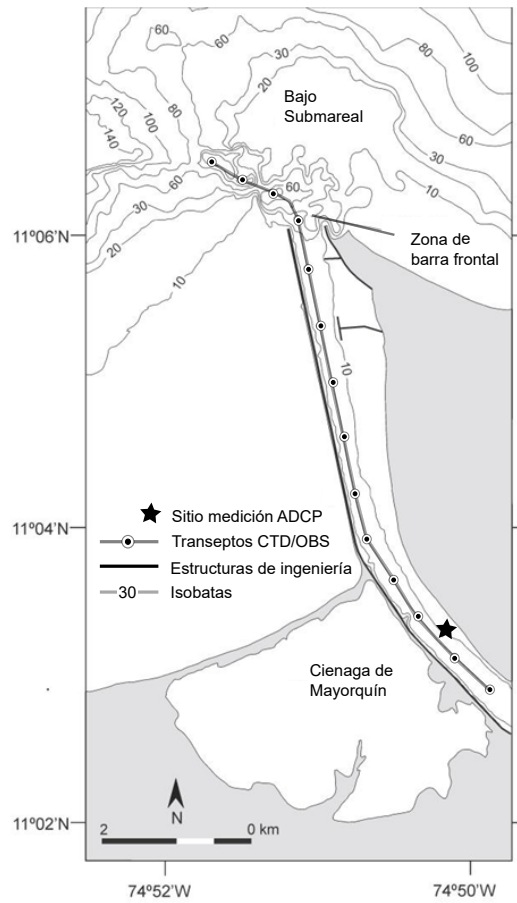


Figura 2: Zona de estudio.(A) Desembocadura del río Magdalena: batimetría y localización de los instrumentos de medición, transectos longitudinales de las estaciones de medición con el CTD en épocas seca y húmeda (Adaptado de [14])

A partir de las mediciones realizadas en la época seca y húmeda se construyeron perfiles de temperatura (T), salinidad (S), densidad (ρ) y frecuencia de flotabilidad (B) de las propiedades de la columna del agua. En las figuras 3, 4 y 5 se pueden apreciar estas propiedades de la columna de agua. Los gráficos muestran la distribución vertical, por épocas (seca y húmeda) de la salinidad, la temperatura, la densidad y la flotabilidad (β) a lo largo de la desembocadura del río Magdalena. La boca de la desembocadura se tomó como punto de referencia para medir las distancias a las estaciones de muestreo, siendo positivas las ubicadas río arriba de la desembocadura.

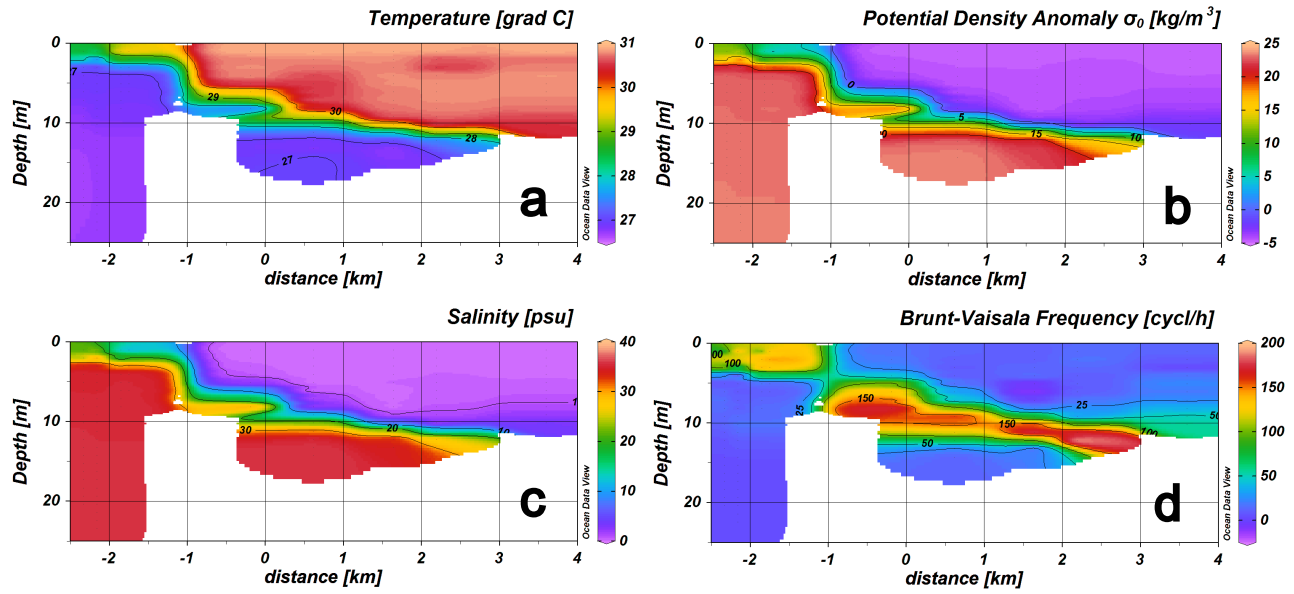


Figura 3: Distribución vertical de la salinidad(psu), la temperatura ($^{\circ}C$), la densidad (kg/m^3) y la frecuencia Brunt Vaisala a lo largo del Delta de la desembocadura en la época seca (20 de Abril) de 2013.

La figura 3 muestra la variación de la temperatura (a) y la salinidad (c), así como las variables derivadas, densidad (b) y frecuencia Brunt-Vaisala (d), para la época seca del 2012, a lo largo de la desembocadura del Delta del río Magdalena. La temperatura (a), la salinidad (c) y la densidad (b) entre la boca de la Desembocadura (km 0) y el km 4 y desde la superficie hasta los 10 m de profundidad fueron homogéneas, con valores promedios de $30^{\circ}C$, 1 psu y $995 kg/m^3$, respectivamente. Por debajo de los 10 m, desde el km 3 hacia río abajo de la desembocadura las salinidades se reducen hasta evidenciar la presencia de una cuña salina en profundidades mayores a 12 m. Altos valores de estratificación, se observan en la gráfica de la Frecuencia Brunt-Vaisala (d), a lo largo de la interface del transepto longitudinal entre el km 0 y el km 4. En esta zona de cambio de salinidad, cualquier parcela de agua que experimente un desplazamiento vertical, será obligada a oscilar a cierta frecuencia proporcional al grado de estratificación existente; por ejemplo, entre el km 2 y km 3 la frecuencia de Brunt-Vaisala es en promedio de $200 cycl/h$, una parcela de agua que se vea forzada a desplazarse verticalmente lejos de esa zona a una región como la superficie con valores de $0 cycl/h$, oscilará a $200 cycl/h$. En la estación de Calamar se registraron caudales de $4000 m^3/s$ para la época de medición.

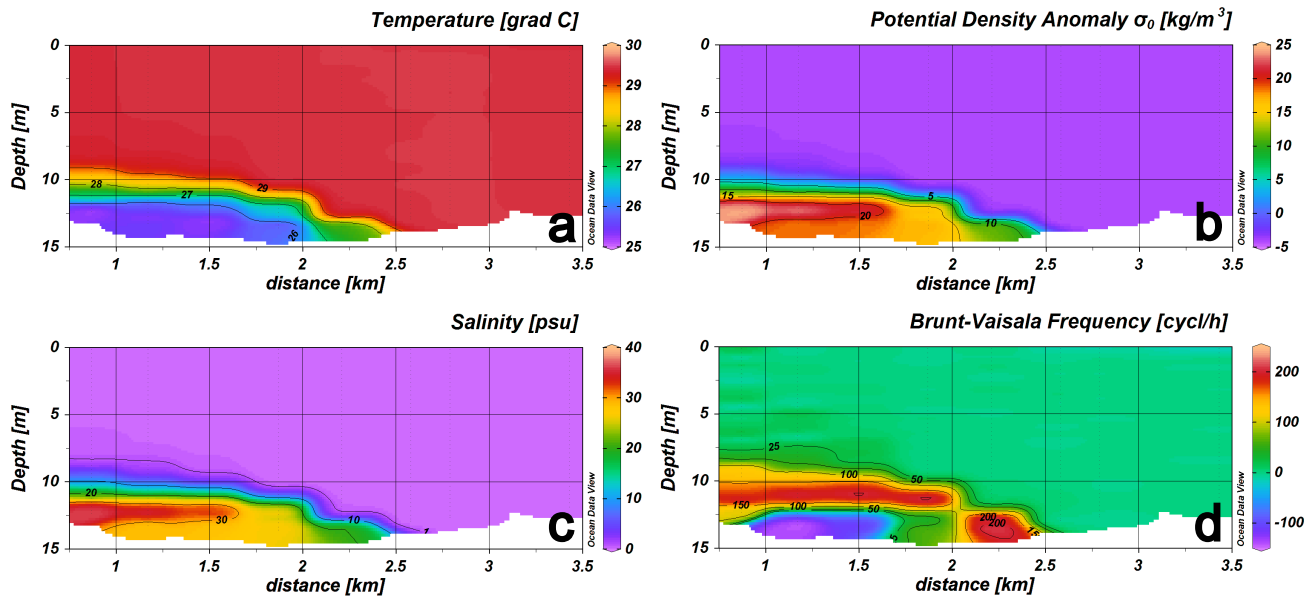


Figura 4: Distribución vertical de la salinidad(psu), la temperatura ($^{\circ}C$), la densidad (kg/m^3) y la frecuencia Brunt Vaisala a lo largo del Delta de la desembocadura en la época seca (18 de Marzo) de 2014.

La figura 4 muestra que se presentó una variabilidad significativa por debajo de los 10 m desde el km 2.5 hasta la DDRM de la temperatura (a), la anomalía de la densidad potencial (b), la salinidad (c) y frecuencia de flotabilidad (d) con incrementos desde la superficie hacia el fondo de $6^{\circ}C$, $22 kg/m^3$, $30 psu$ y $150 cycl/h$, respectivamente. La mayor parte del perfil tiene valores constantes de temperatura ($30^{\circ}C$), salinidad ($0 psu$), σ_0 ($0 kg/m^3$) y la frecuencia de Brunt-Vaisala ($0 cycl/h$).

La entrada de la cuña salina es notable en la figura 4(c), llegó a km 2.5. Los cambios fuertes de salinidad van en correspondencia con valores altos de la frecuencia de flotabilidad. En el km 2.5 río arriba de la boca, altos valores de la frecuencia de flotabilidad en profundidades mayores de 15 m validan este hecho (máx. $200 cycl/h$).

Además, comparando las figuras (3) y (4) de las épocas seca 2013/04 y 2014/03, respectivamente, se aprecia que la cuña salina penetra en la DDRM 0.5 km más que en la época seca 2013/04. Los valores más altos de la frecuencia de flotabilidad en el fondo entre el km 2.5 y el km 3 así lo demuestran. En la estación de Calamar se registraron caudales de $4700 m^3/s$ para la época de mediciones de 2014/03 mientras que en la época seca 2013/04 se registraron $4000 m^3/s$, lo que indica que la cuña penetró más en el DDRM teniendo en cuenta que hubo menores caudales en el estuario durante esta campaña de campo. La dinámica de la cuña salina presenta una mayor dependencia en estos ambientes micromareales y de alta descarga del caudal, por lo que prácticamente es la principal variable que condiciona su entrada.

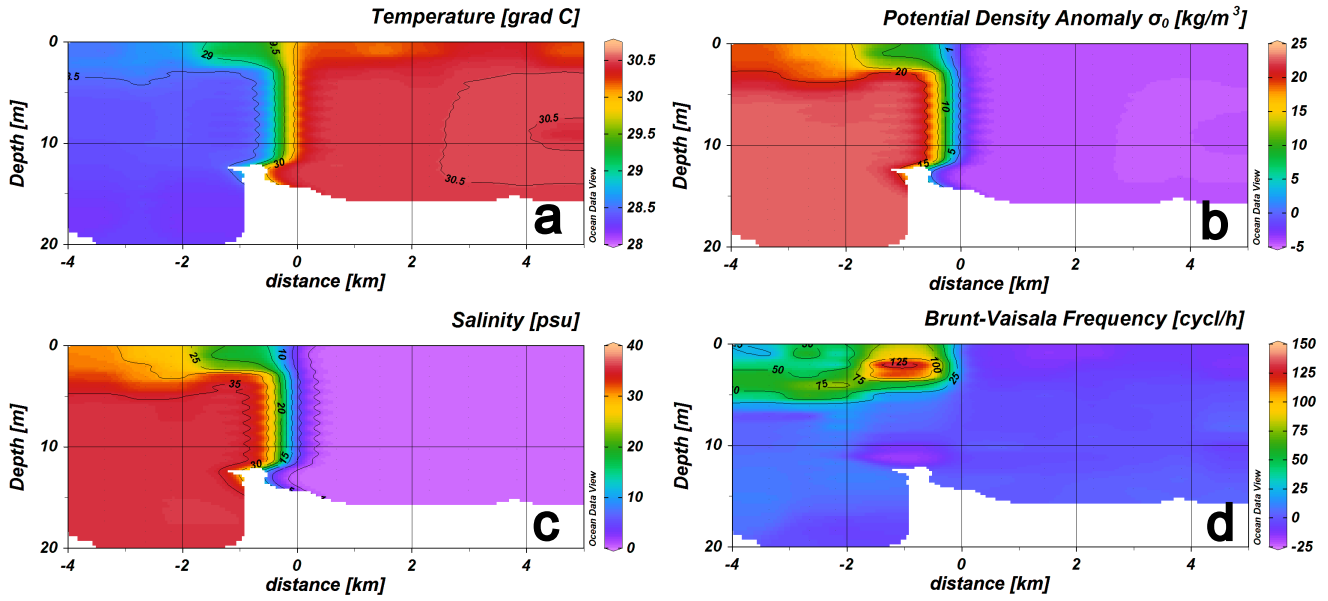


Figura 5: Distribución vertical de la salinidad(psu), la temperatura ($^{\circ}C$), la densidad (kg/m^3) y la frecuencia Brunt Vaisala a lo largo del Delta de la desembocadura en la época húmeda (30 de Noviembre de 2012).

Durante la época húmeda (30 de noviembre de 2012) se observan altas estratificaciones (ver figura 5(d)) en la superficie, a profundidades $< 7\text{ m}$, entre el km 0 y km -2 , con frecuencia de 25 a 125 cycl/h , a diferencia del resto de la columna que se presenta bien mezclada. A la altura del km 0 se observa la presencia del agua dulce y mezclandose con agua de mar entre el km 1 y km 0. La estratificación es vertical a diferencia de la época seca que es más horizontal. Las mayores temperaturas se registran desde la boca de la desembocadura hacia aguas arriba del río, $\approx 30,5^{\circ}C$, con salinidades de 0 psu y de densidad 995 kg/m^3 . La penetración de la cuña salina es menor en relación a la época seca. Para esta época se registraron caudales de $8000\text{ m}^3/\text{s}$ en la estación de Calamar, el doble de los registrados en las épocas seca 2013/04 y 2014/03.

2.2. Implementación del Modelo Numérico

Para el análisis de la variabilidad estacional e interanual de la estratificación en la DDRM, serán utilizados datos producto de las salidas del modelo hidrodinámico MOHID el cual fue adaptado y calibrado por [8] para la zona de estudio.

MOHID es un sistema informático para la generación de modelos numéricos de sistemas acuáticos desarrollado y mantenido por el Centro de Investigaciones Marina y Tecnología Ambiental (MARETEC), perteneciente al Instituto Superior Técnico de la Universidad Técnica de Lisboa.

Este sistema permite la generación de modelos hidrodinámicos en tres dimensiones, para ser implementado en volúmenes finitos ([31], [32], [33]). El sistema resuelve las ecuaciones primitivas incompresibles, usando como supuesto el equilibrio hidrostático y utilizando la aproximación de Boussinesq y Reynolds. Para una descripción detallada de las ecuaciones de MOHID Agua consultar

en [34].

El modelo fue implementado para la DDRM en un sistema de dos niveles de anidamiento. Una malla exterior de 220×250 nodos ($\Delta x = \Delta y = 160 \text{ m}$ y $\Delta t = 10 \text{ s}$), en donde se ejecutó en modo barotrópico considerando como forzadores el caudal y la marea, con rugosidad de 0.0025 m y turbulencia horizontal constante de $29 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Las condiciones de contorno de la malla exterior fueron cedidas hacia la malla de detalle, conformada por 242×172 nodos ($\Delta x = \Delta y = 80 \text{ m}$ y $\Delta t = 5 \text{ s}$), la cuál se ejecutó en modo baroclínico. Para la discretización vertical se emplearon 35 capas en coordenadas cartesianas y rugosidad de 0.0025 m . La turbulencia horizontal está basada en el modelo Smagorinsky, que en modelos de aguas poco profundas es utilizado para estabilizar numéricamente el modelo y la turbulencia vertical fue calculada por el modelo GOTM, el cuál es un modelo de columna de agua unidimensional para aplicaciones marinas y limnológicas. GOTM esta acoplado a una selección de parametrizaciones tradicionales y de vanguardia para la mezcla turbulenta vertical ([35]).

2.3. Métodos

2.3.1. Calculo de índices de estratificación

A partir de los resultados arrojados por el modelo MOHID de temperatura, salinidad, densidad y velocidad se van a calcular los diferentes índices de estratificación para poder caracterizar la estratificación y mezcla en el Delta de la Desembocadura del río Magdalena a lo largo de un transepto de aproximadamente 22 km del canal navegable para las diferentes épocas climáticas y condiciones de variabilidad interanual.

La evolución de la estructura vertical de la columna de agua a lo largo de la desembocadura en las épocas seca y húmeda es evaluado en términos de los parametros ϵ ¹, β y ϕ . Para determinar el parámetro de estratificación (ϵ), ecuación (2), se calculó el cociente de la diferencia entre la densidad en el fondo y la superficie de la columna de agua y la densidad promedio para los perfiles medidos en las campañas de campo de 2013 y 2014 y también fueron calculadas a partir de los resultados obtenidos de las modelaciones numéricas en cada nodo a lo largo del transepto longitudinal.

Para el calculo de la frecuencia de flotación (β), ecuación (3), se cuantifica primero el promedio de las derivadas por perfil y con ello se calcula la β . Se obtuvieron para los perfiles medidos en las campañas de campo de 2013 y 2014, y también fueron calculadas a partir de los resultados obtenidos de las modelaciones numéricas en cada nodo a lo largo del transepto longitudinal, siguiendo la definición del parámetro.

El calculo del índice ϕ se realizó para los perfiles medidos en las campañas de campo de 2013 y 2014 y también fueron calculadas a partir de los resultados obtenidos de las modelaciones numéricas en cada nodo a lo largo del transepto longitudinal, siguiendo las ecuaciones (4) y (5). Cada perfil medido y cada nodo se promedió, de tal forma que se obtuvo un valor de ϕ por perfil.

El calculo del número de Richardson (R_i) se realizó para los perfiles medidos de densidad en las campañas de campo de 2013 y 2014 y también fueron calculados a partir de los resultados

¹Usualmente los parámetros de estratificación se calculan basados en la variación de la salinidad, pero en este caso, es empleada la densidad con el fin de poder comparar los parametros entre si.

obtenidos de las modelaciones numéricas en cada nodo a lo largo del transepto longitudinal, siendo los promedios en la vertical de los módulos de las velocidades del modelo las empleadas para la estimación de R_i , tanto para los datos medidos como para los modelados. El cálculo se siguió usando la ecuación (1).

Para el cálculo de la producción de energía cinética turbulenta (P) y el esfuerzo cortante (τ_{xz}), se utilizaron las series de velocidades cortantes obtenidas a partir del método de perfil logarítmico en el río y con datos del perfil polinómico en la zona cuña salina-río y siguiendo las ecuaciones (7) y (8), respectivamente. Los perfiles de velocidades a lo largo del DDRM responden a modelos de perfiles distintos. Dependiendo de la zona en la que se mida el perfil de velocidad, se distinguen dos regiones, una donde sólo hay presencia del agua del río y otra, más estratificada, donde coexiste el río y la intrusión de la cuña salina. El primero responde a un modelo de perfil de velocidades logarítmico ("the law of the wall") y la segunda se ha ajustado a un modelo polinómico de grado 6, donde la velocidad de corte se ha adoptado entre 5 % y 10 % de $\langle u \rangle$ [36]. La figura 6(a) permite validar el modelo de perfil polinómico (grado 6) y el modelo del perfil logarítmico, observese la similitud en los valores de la velocidad cortante estimados a partir de cada modelo. La figura 6(b) muestra el perfil de velocidad en una zona estratificada de la época húmeda (km -1.12) y el modelo polinómico de grado 6. El modelo de perfil polinómico de grado 6 se ajusta a los datos producto de las salidas del modelo MOHID.

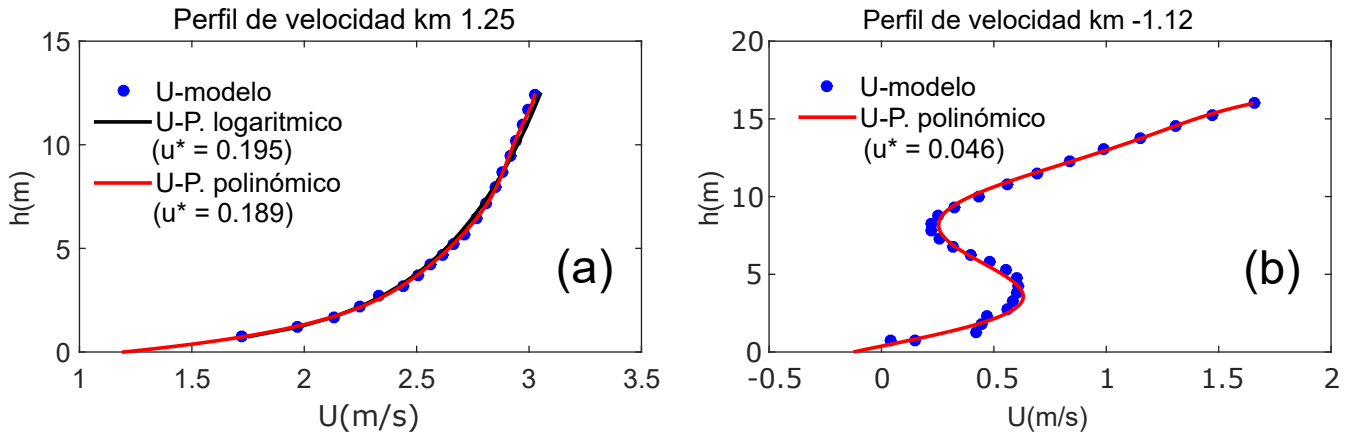


Figura 6: Comparación de los perfiles de velocidad en la vertical en el río y en la región de la cuña salina - río. (a) Comparación de perfil Logarítmico (línea negra) y el perfil polinómico de grado 6 (línea roja) y el perfil de datos del modelo numérico en el río, (b) comparación del perfil polinómico y el perfil de datos del modelo numérico en la zona cuña salina - río.

2.3.2. Análisis de condiciones estacionales e interanuales

A partir de los resultados del cálculo del modelo MOHID 3D, se obtuvieron perfiles estacionales de salinidad, temperatura, densidad, velocidad y presión a lo largo del Delta de la desembocadura del río Magdalena, en las épocas de eventos ENOS, tanto en su fase fría, como en su fase cálida. Se ha tomado como ejemplos representativos del ciclo ENOS en su fase cálida el evento ocurrido entre el año de 1997 y 1998, el cual ha sido uno de los más fuertes identificados y particularmente

sus efectos en el comportamiento hidrológico del río Magdalena es descrito en [5]. Como época representativa del ENOS en su fase fría se seleccionó el evento ocurrido durante el año 1999 y 2000 el cual generó un impacto negativo sobre el área colombiana [37]. Y como año neutro o normal se seleccionó el año 2006. Estos escenarios fueron definidos debido a la magnitud de los eventos ENOS durante esos años y a la necesidad de entender las posibles condiciones bajo las cuales se presenta la variabilidad en la estratificación y mezcla de la columna de agua ante cambios climáticos significativos. De igual forma, estos escenarios se seleccionaron debido a la ausencia de mediciones para estas condiciones específicas en la desembocadura. Además, se considera el análisis entre las épocas seca y húmeda para esos escenarios modelados. Una vez extraídos los perfiles de propiedades del agua y el módulo de la velocidad, se calcularon el número de Richardson, la producción de energía cinética turbulenta (P), la tensión cortante en el fondo (τ_{xz}) y los parámetros ϵ , ϕ y β en el mismo transecto longitudinal donde se realizaron las mediciones in-situ. Mediante estos parámetros se analizaron espacialmente los procesos de estratificación y mezcla a escala estacional e interanual.

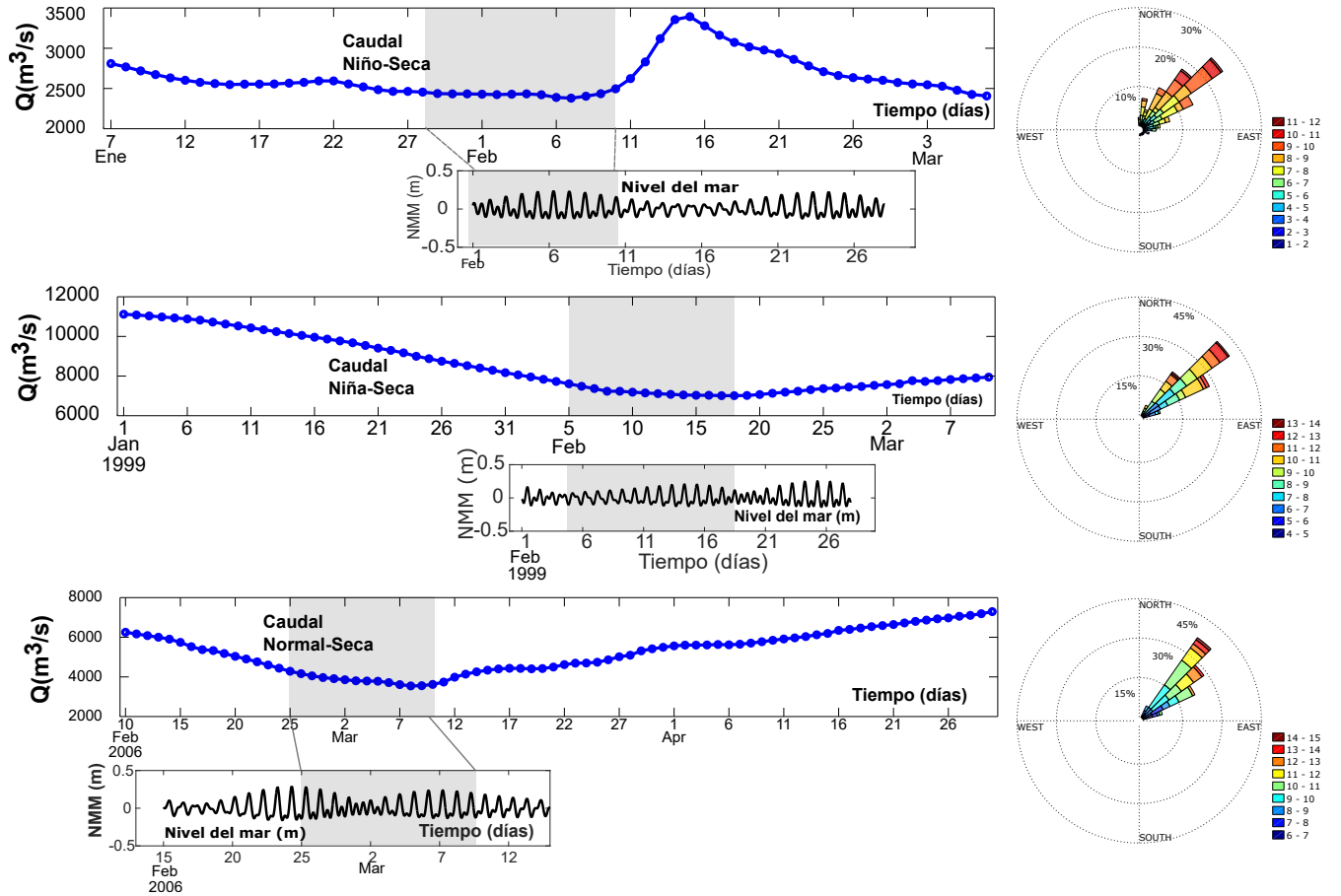


Figura 7: Caudales en la estación Calamar, la marea en la boca de la desembocadura y la magnitud y dirección del viento durante los periodos de modelación en la época seca en la condiciones de años (a) Niño, (b) Niña y (c) Normal. Áreas sombreadas corresponden a los periodos de simulación numérica.

Los condiciones de los caudales, nivel del mar y el viento en los periodos utilizados en la modelación de las diversas variables de interés para calcular los parámetros de estratificación en años ENOS, en las épocas seca y húmeda y el año normal o neutro, se muestran en las figuras 7 y 8, respectivamente. En la figura 7 se representan los caudales con los cuales el modelo numérico fue forzado, las condiciones de marea en el borde exterior y así mismo las condiciones de viento. En ellas puede apreciarse que los caudales durante la época seca del Niño, la Niña y la época Normal registraron valores $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $7000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $3500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente. Las amplitudes de la marea en la época seca fueron 0.1 m, 0.2 m y 0.3 m, respectivamente. Los caudales en la época húmeda (ver figura 8) se incrementaron con valores de $6500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $13600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $11000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y amplitudes nivel de marea de 0.1 m, 0.2 m y 0.25 m, en la época húmeda de los años niño, niña y normal, respectivamente considerados.

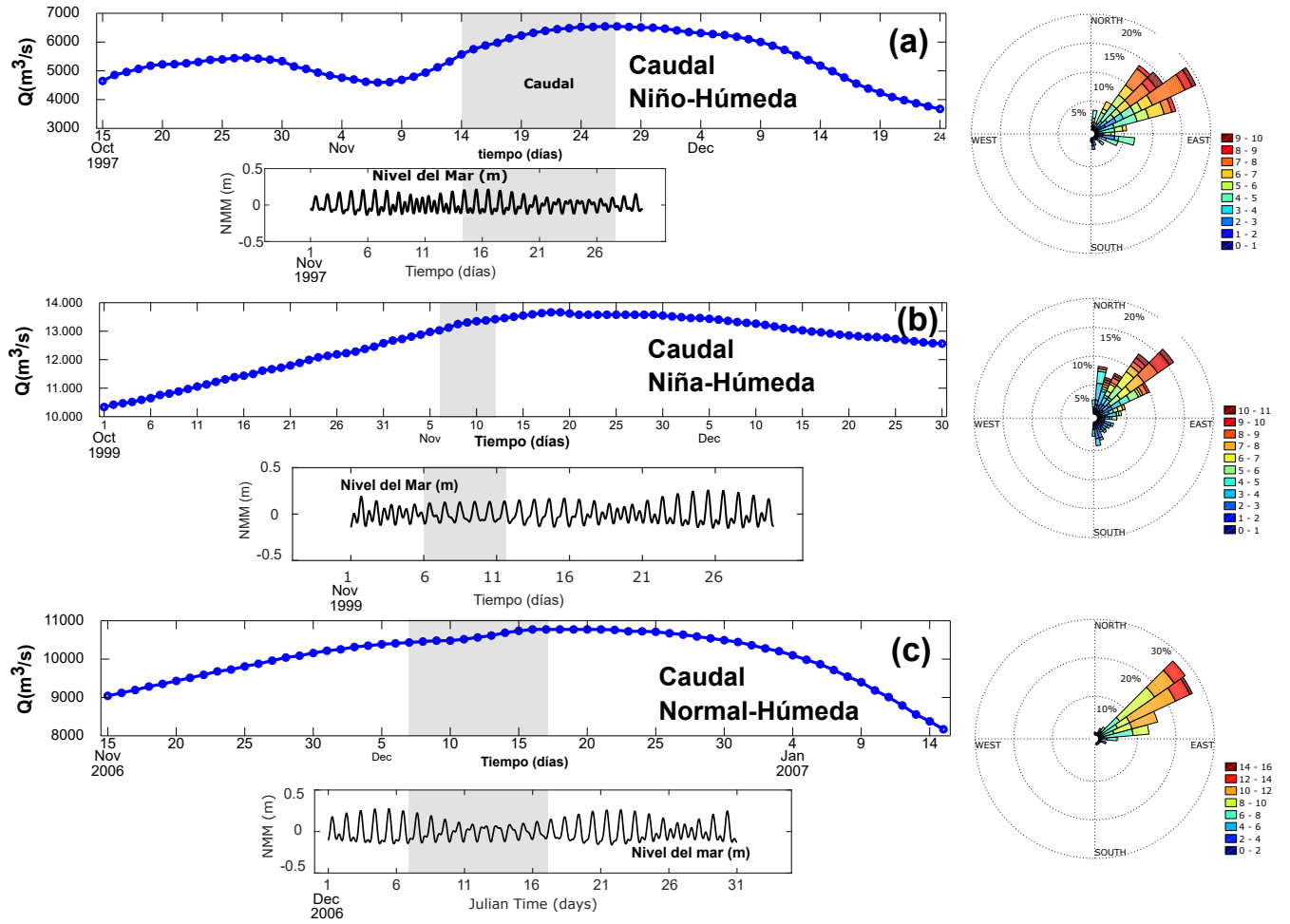


Figura 8: Caudales en la estación Calamar, la marea en la boca de la desembocadura y la magnitud y dirección del viento durante los periodos de modelación en la época húmeda en la condiciones de años (a) Niño, (b) Niña y (c) Normal. Áreas sombreadas corresponden a los periodos de simulación numérica.

3. Resultados

A continuación se presentan los resultados de los parámetros de estratificación obtenidos, tanto a partir de las campañas de campo, como los calculados a partir de las salidas del modelo numérico. El análisis de los resultados se divide en dos partes: (1) inicialmente se valida el modelo numérico y su capacidad para representar los procesos de estratificación descritos por los parámetros ϕ , β , ϵ y R_i y también los parámetros P y τ_{xz} ; se compararon los calculos de los parámetros a partir de las salidas del modelo con los parámetros calculados a partir de los datos medidos en las épocas de medición. (2) Un análisis del comportamiento estacional e interanual de dichos parámetros, calculados a partir de los resultados de las salidas del modelo MOHID, en tres escenarios climáticos distintos: fase cálida y fría del ENOS (1997-1998 y 1999, respectivamente) y en un año normal o neutro (2006).

3.1. Parámetros de estratificación: ϵ , ϕ , β y R_i

La evolución de la estructura vertical de la columna de agua, tanto estacional (épocas seca y húmeda), como espacial (a lo largo de la desembocadura), fue evaluada en términos de los parámetros de estratificación (ϵ), anomalía de la energía potencial (ϕ), la frecuencia de flotabilidad (β) y el número de Richardson (R_i). Cada uno de los parámetros dependen de la densidad, por ende en conjunto y desde diferentes criterios, permiten caracterizar la columna de agua en términos de su grado de estratificación y mezcla.

En las figuras 9 y 10, las líneas rojas, muestran los valores de ϵ , ϕ , β y R_i a lo largo de la desembocadura del Delta del río Magdalena, en las épocas seca (Abril/2013 y Marzo/2014), calculados con los datos de las campañas de medición descritas anteriormente. Las líneas azules en las mismas figuras representan los parámetros calculados a partir de las salidas del modelo numérico. De acuerdo con estos resultados se considera que el modelo representa de muy buena manera el comportamiento de los parámetros, tanto en sus ordenes de magnitud como en todo el proceso de decaimiento, coincidiendo en la tendencia seguida por los parámetros obtenidos de las mediciones realizadas a lo largo del Delta de la Desembocadura del río.

Durante la época seca del año 2013 se aprecia que entre el km 3 y el km 2 la estratificación es alta, pero aguas arriba de la desembocadura la mezcla es dominante, la columna de agua tiende a homogeneizarse. Los valores del parámetro de estratificación ϵ son del orden de $\epsilon = 0,025$ entre la boca de la desembocadura y el km 2.5 (figura 9(a)), indicando que el comportamiento esta relacionado con la estratificación de la columna de agua. El comportamiento de los parámetros ϕ y R_i , figuras 9(b) y 9(c), refuerzan este hecho ya que los valores de estos parametros se encuentran en los rangos considerados de estratificación para una columna de agua (para $R_i > 2$ y $\phi \gg 0$). Valores grandes de ϕ , indican que se requiere más trabajo mecánico para lograr homogenizar la mezcla. ϕ registra valores del orden de centenas (ver figura 9(b)), entre el km 0 y el km 2 indicado que la columna esta muy estratificada. De igual manera, el número de Richardson (R_i) toma valores mayores a 2 y menores que 20 en la misma región, indicando con ello que la estabilidad estática de la mezcla es mayor que la dinámica, es decir la turbulencia generada por la fricción con el fondo no es efectiva para generar la mezcla. La frecuencia de flotación, β (figura 9(c)), igualmente muestra valores altos de flotabilidad del km 1 al el km 3, indicando que la columna se encuentra

estratificada y por ende hay menor consumo de energía cinética implicada en la producción de la mezcla turbulenta.

Durante la época seca de 2014, figura 10, los parámetros de estratificación calculados con las mediciones realizadas están bien representados por los calculados a partir de las salidas del modelo numérico. Se evidencia coherencia en todos los parámetros, sobre las condiciones de estratificación de la columna de agua entre del km 1 al km 2. Todos los valores de los parámetros son nulos más allá del km 2, lo cual indica que la columna de agua se encuentra bien mezclada.

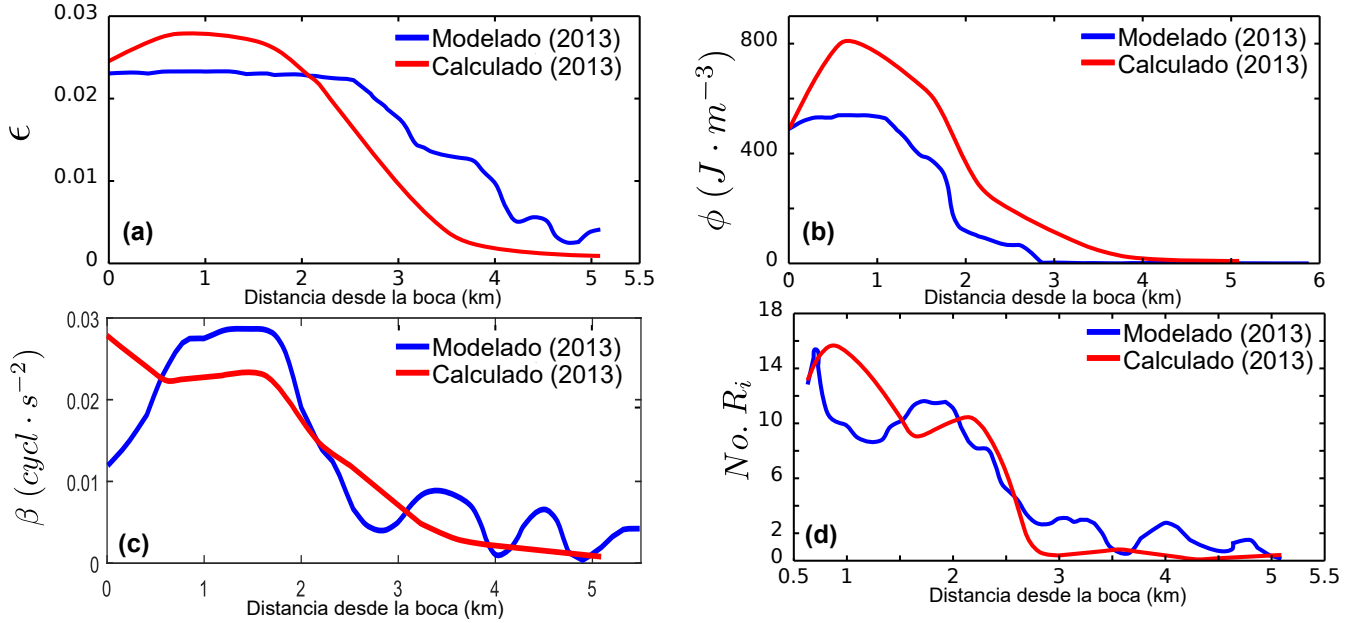


Figura 9: Comparación de la variación espacial de los índices cuantitativos de estratificación (ϵ , ϕ , N^2 y R_i), a lo largo de la desembocadura del Delta del Río Magdalena en la época seca (04/2013), calculados a a partir de las mediciones (línea roja) y de los resultados del modelo MOHID (línea azul).

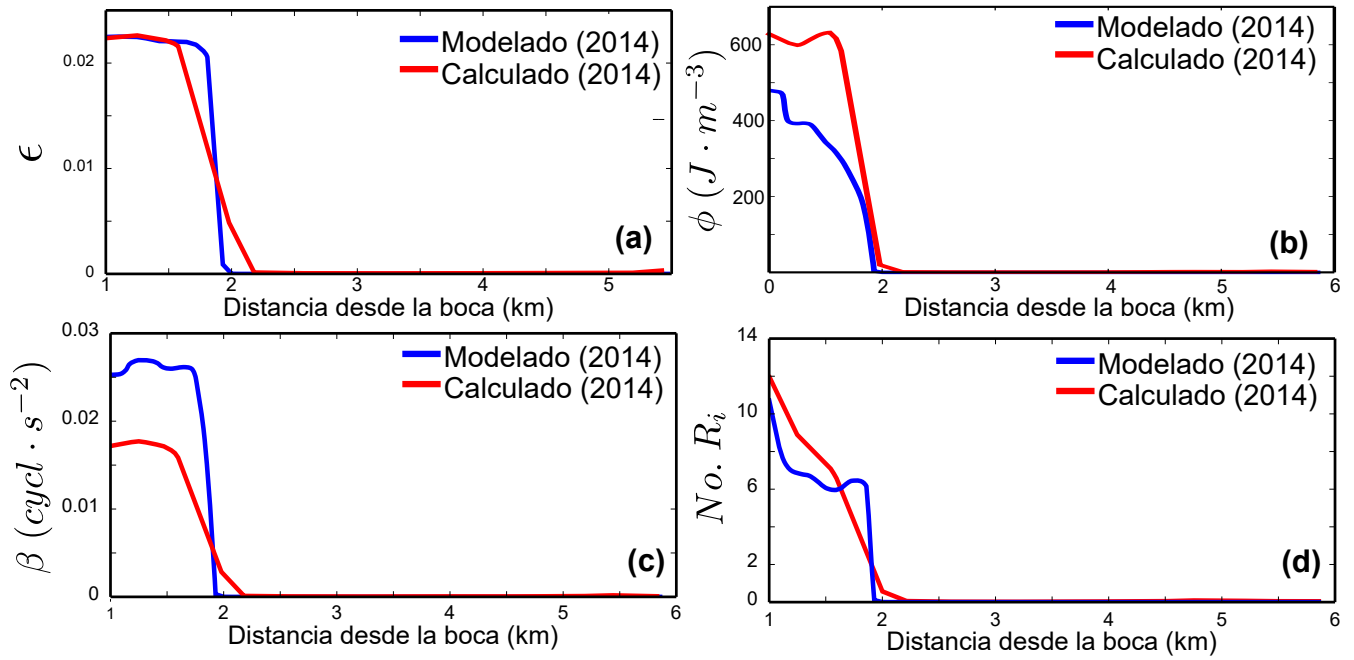


Figura 10: Comparación de la variación espacial de los índices cuantitativos de estratificación (ϵ , ϕ , N^2 y R_i), a lo largo de la desembocadura del Delta del Río Magdalena en la época seca (03/2014), calculados a a partir de las mediciones (línea roja) y de los resultados del modelo MOHID (línea azul).

En la figura 11 se presentan los perfiles de salinidad modelados para la época seca en los años de condiciones neutra o normal y del ciclo ENOS en sus fases cálida y fría. Altos gradientes de salinidad son notorios en la fase cálida del ciclo ENOS, con una presencia de la cuña salina alrededor del km 20. Durante ésta época se registraron caudales minimos de 2500 y 3000 m^3/s . En la época seca, durante la fase neutra y la fase fría del ciclo ENOS lo perfiles de salinidad llegan al km 9 y el km 0, respectivamente. Los módulos de la velocidad para la época seca en la fase cálida de ENOS son en promedio menores en toda la cuenca en relación con la época neutra y la fase fría de ENOS, registrándose en la fase fría mayores velocidades a lo largo de la desembocadura (en promedio de 1.2 ms^{-1}) comparadas con la fase cálida de ENOS con valores en promedio de 0.4 ms^{-1} y del doble en comparación a la época neutra (0.6 ms^{-1}). Durante la fase fría de ENOS se registraron caudales 7000 m^3/s y en la fase neutra (año 2006) de 4000 m^3/s . Alrededor de la boca de la desembocadura, en los primeros 10 m de profundidad, en la época neutra y en ambas fases del ciclo ENOS se registran los mayores valores del módulo de velocidad los cuales fluctúan, desde el fondo hasta la superficie, entre 0.2 y 1.2 m/s en la fase cálida de ENOS, 0.2 y 1.8 m/s en la fase fría del ENOS y entre 0.2 a 1.2 m/s en fase neutra. En relación con el comportamiento de la salinidad en los 10 m de profundidad, alrededor del km 0, se observa una alta variabilidad de la salinidad con la profundidad en esta zona de la DDRM, con variaciones de 20 psu, 10 psu y 20 psu, en la fase cálida, en la fase fría del ciclo ENOS y en la época neutra, respectivamente.

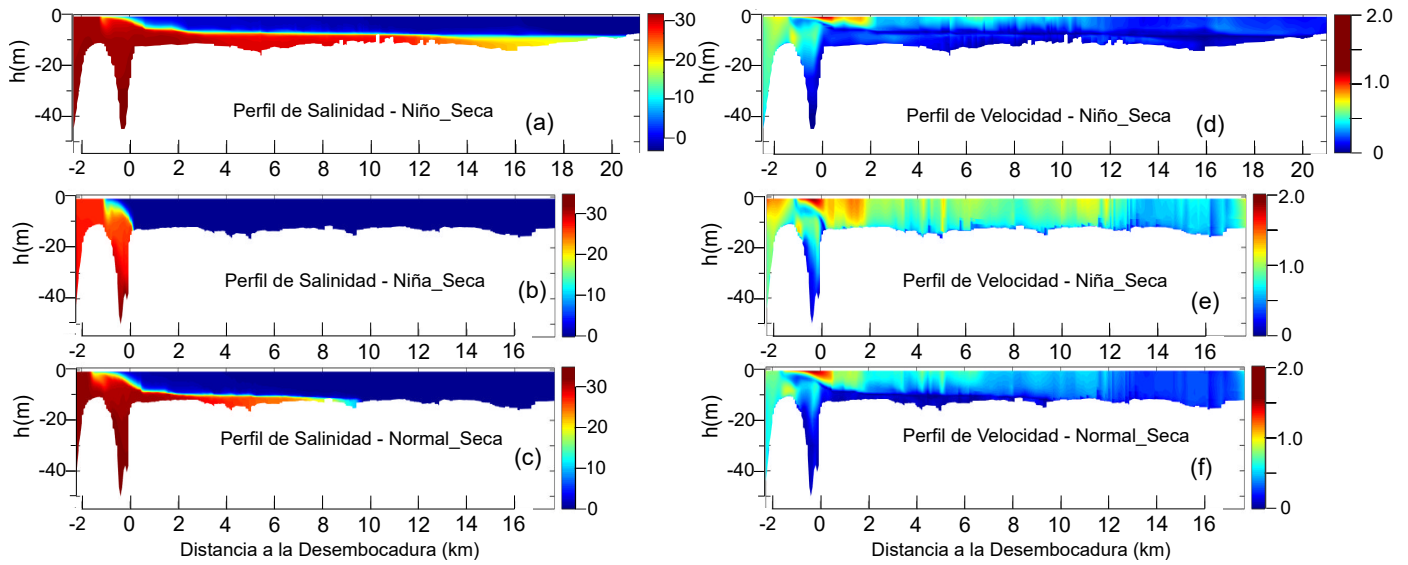


Figura 11: Perfiles de salinidad y Módulo de velocidad en la época seca en las fases del ENOS modeladas y en un año de condiciones Normales. En (a),(b) y (c) se presentan los perfiles de salinidad y en (d), (e) y (f) los perfiles del modulo de velocidad

La cuña salina para la época húmeda en las diferentes fases del ciclo ENOS y en el año neutro están representadas en la figura 12. Su penetración en el canal navegable llega hasta la boca de la desembocadura, excepto en la fase cálida del ciclo ENOS donde penetra 0.2 km más. La cuña salina en la fase cálida del ciclo ENOS es apreciable a profundidades menores en relación con la época neutra y la fase fría de ENOS. En la fase cálida se encuentra a una profundidad del 10 m entre los km -1.3 y el km 0, con una salinidad en esta región de 30 psu. En la fase fría del ENOS y la época neutra las fronteras entre de la cuña salina son más difusas, la mezcla entre agua dulce y el agua de mar es evidente por las variaciones graduales de la salinidad. En relación al comportamiento del módulo de velocidad en la fase húmeda son mayores en promedio que en la época seca, con valores promedio de 1.0 m/s , 2.5 m/s y 2 m/s en la fase cálida, la fase fría de ENOS y en época neutra, respectivamente. Módulos de velocidad de 2.5 m/s se registran entre los km 0 y km 2 en toda la columna de agua, tanto en la época neutra, como en la fase fría del ciclo ENOS.

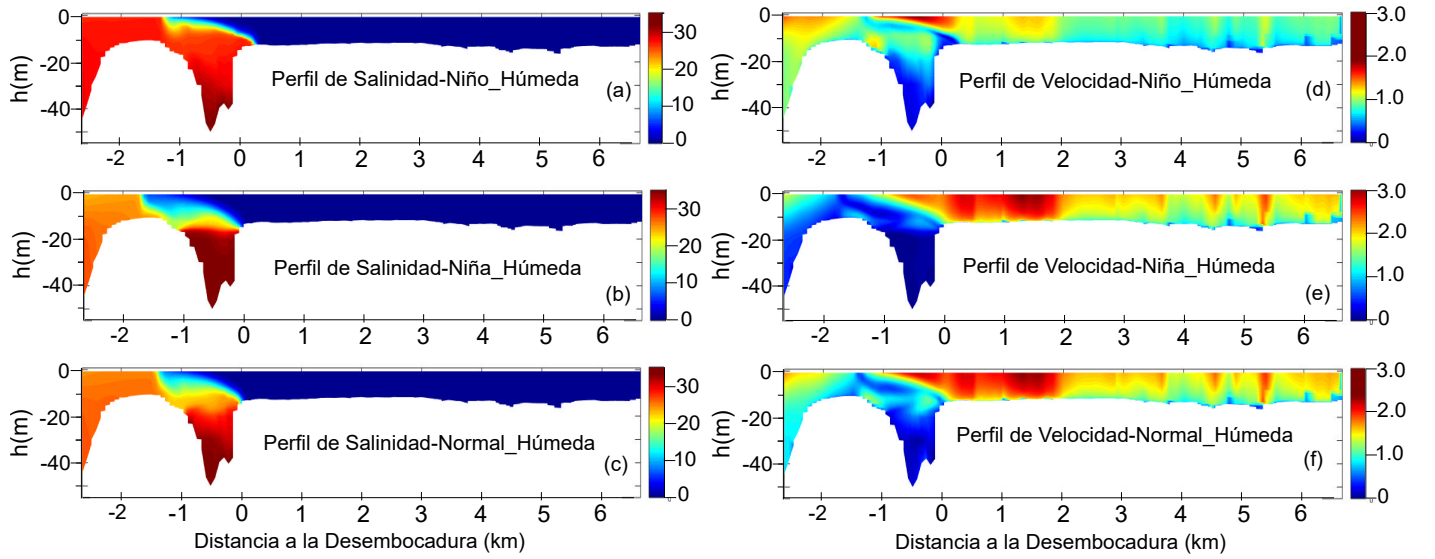


Figura 12: Perfiles de salinidad y Módulo de velocidad en la época húmeda en las fases del ENOS modeladas y en un año de condiciones Normales. En (a),(b) y (c) se presentan los perfiles de salinidad y en (d), (e) y (f) los perfiles del modulo de velocidad.

El comportamiento de los parámetros de estratificación (ϕ , ϵ , β y R_i) en la DDRM durante la época seca de los eventos ENOS en su fase Niña (línea azul) y Niño (línea roja) y un año Neutro o Normal (línea negra) se muestran en la figura (13). Los parámetros de estratificación durante la fase cálida del ENOS indican que la cuña salina penetra más allá del km 20. Valores altos de los parámetros ϵ , ϕ , β y R_i , todos relacionados con la salinidad y la temperatura por medio de la densidad, así lo evidencian. El parámetro de flotabilidad en la fase cálida del ciclo ENOS se mantiene mayor a cero hasta más allá del km 20, de igual forma el parámetro ϵ , manteniéndose desde el km -2 hasta el km 22 con valores por encima de 0.02, que según el criterio, indican estratificación de la columna de agua. Asimismo, el parámetro ϕ es del orden de centenas, coherente con los valores con β y ϵ , a lo largo del canal navegable. R_i es mayor que 2 desde el km -2 hasta el km 22, donde el criterio indica de si $R_i > 2$, la columna presenta cierto grado de estratificación.

A diferencia de la fase cálida, en el año Normal se atenúan los parámetros alrededor del km 6. La fase fría (línea azul) del ciclo ENOS muestra valores altos de estratificación alrededor de la boca de la desembocadura, entre km -3 y el km 1. La figura (7) muestra los caudales para las épocas de los eventos ENOS considerados. Los caudales para la fase fría del ciclo ENOS es más del doble que para los años de condiciones Normal y fría del ciclo ENOS (figura 7).

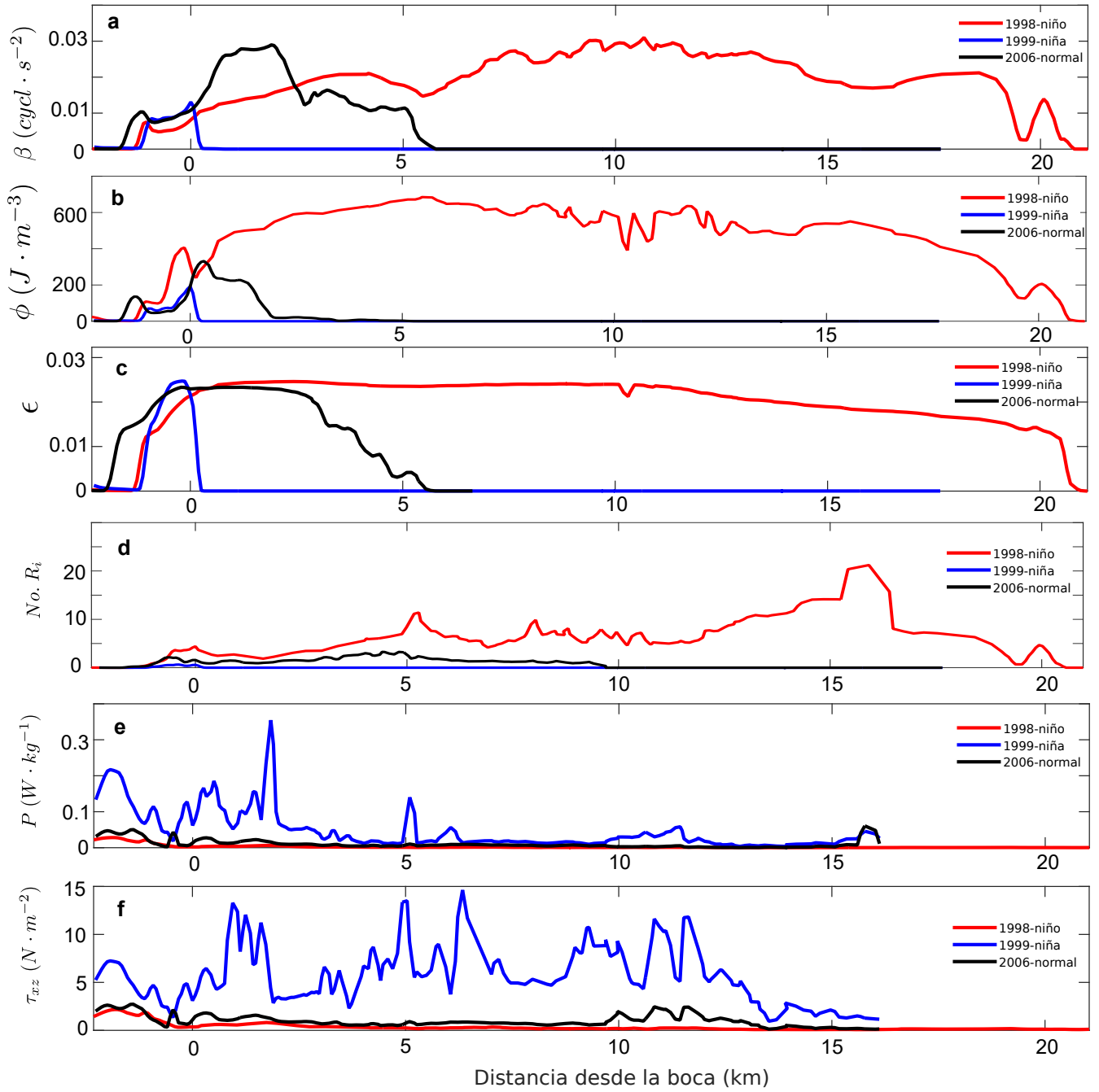


Figura 13: Comparación de parámetros de estratificación (a) β , (b) ϵ , (c) ϕ , (d) R_i y los parámetros de (e) Producción de energía cinética en el fondo (P) y (f) la tensión cortante (τ_{xz}) en la época seca durante los años de eventos ENOS y un año neutro (2006).

En la figura 14 se observa el comportamiento de los parámetros de estratificación para la época húmeda de las fases Niño y Niña del ciclo ENOS y un año de condiciones Normal. Leves variaciones se aprecian entre una fase y otra del ENOS para los valores de los diversos parámetros estudiados.

Entre el km -1.5 y el km 0.5 se presentan valores altos de estratificación. En la época húmeda, durante la fase cálida del ciclo ENOS, se aprecia una mayor penetración de la cuña salina en relación con lo que sucede durante la época húmeda en una fase fría del ciclo ENOS. Los caudales para la época húmeda en ENOS fase fría, son mas del doble para la misma época en la fase cálida del ENOS (figura 8).

En las figuras 13(d) y 13(e) se presentan la aproximación de la producción de energía cinética turbulenta P y las tensiones cortantes τ_{xz} en el fondo para la época seca durante el ciclo ENOS en sus fases cálida y fría y un año de condiciones Normales (2006). En la época seca, el año en condiciones normales (2006) registra valores mayores de Producción de energía cinética turbulenta entre el km 0 y el km 5. Altos valores de P indican que la energía cinética turbulenta (P) se esta disipando por la fricción en el fondo, de allí que τ_{xz} este en fase con P , en cuanto a la forma de la señal y es el responsable de favorecer la mezcla desde el fondo. Observe en las figuras 13 y 14 las zonas donde los parámetros de estratificación toman valores altos, P y τ_{xz} registran los menores valores, donde se promueve la mezcla desde el fondo se inhibe la estratificación.

Las figuras 14(e) y 14(f) muestran la producción cinética turbulenta (P) y los valores de tensión cortante en el fondo para la época húmeda durante un ciclo ENOS en sus fases cálida y fría, y un año de condiciones neutras. Valores altos de P y τ_{xz} se registran despues del km 0, lugar de máxima penetración de la cuña salina para la época húmeda, tanto en sus fases fría y cálida, como en la época de año neutro. La estratificación de la columna de agua a lo largo del DDRM está relacionada con la producción de energía cinética y el esfuerzo cortante en el fondo. La valores altos de tensión cortante en el fondo y producción de energía cinética turbulenta, aunado a los valores nulos de los parámetros de estratificación (β , ϵ y ϕ) y mezcla (R_i), revelan una columna de agua completamente mezclada.

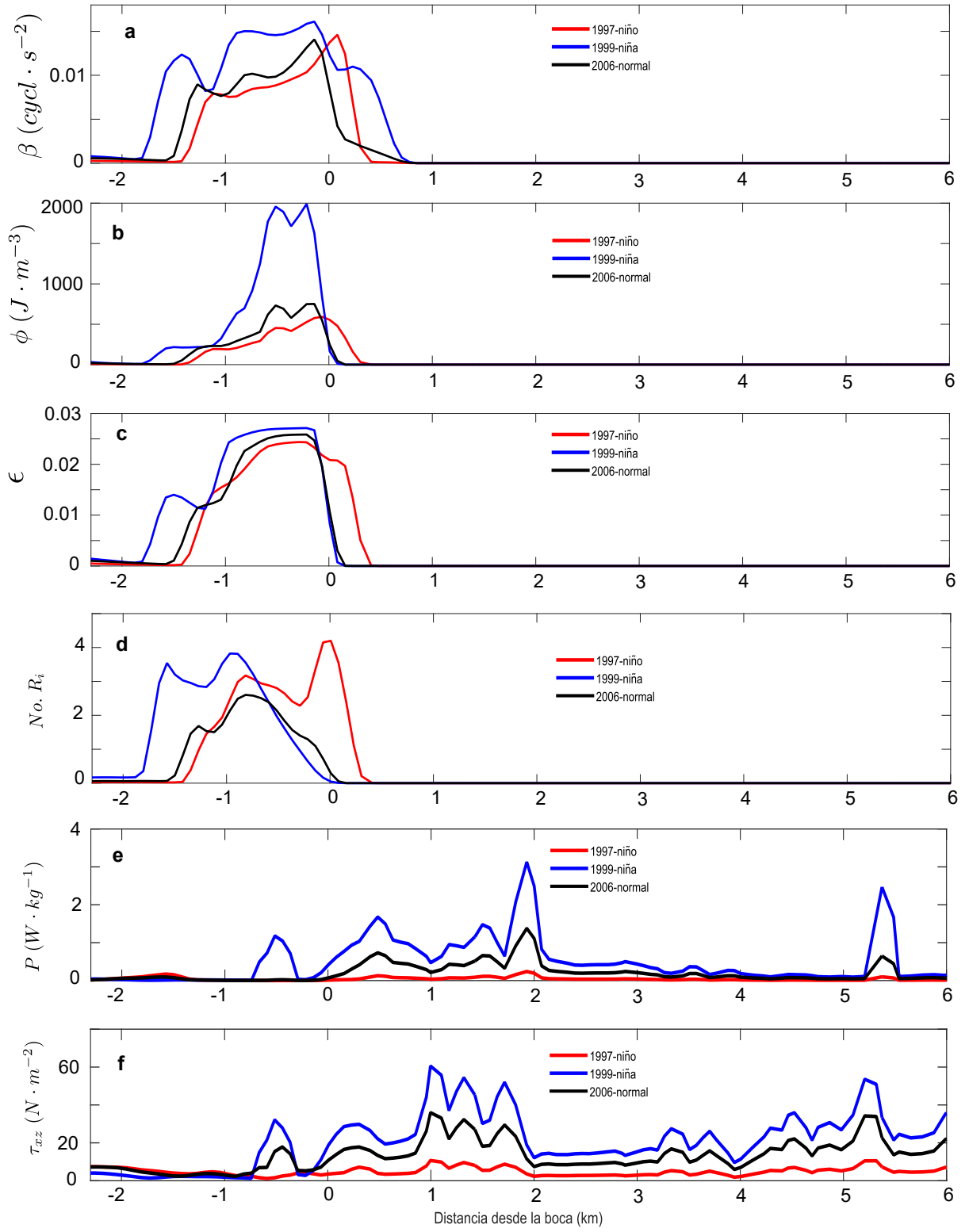


Figura 14: Comparación de parámetros de estratificación (a) β , (b) ϵ , (c) ϕ , (d) R_i y los parámetros de (e) Producción de energía cinética en el fondo (P) y (f) la tensión cortante (τ_{xz}) en la época húmeda durante los años de eventos ENOS y un año neutro (2006).

En la figura 15 se comparan los parámetros (a) β , (b) ϵ , (c) ϕ y (d) R_i en la época seca y húmeda de las fase del ENOS (cálida, 1997-1998 y fría, 1999) y en condiciones de año normal o neutro (2006). Durante la fase cálida del ENOS, en la época seca los parámetros utilizados indican que a lo largo del transecto, desde km 1 al km 20, la columna de agua esta estratificada, en cambio para la época húmeda sólo se evidencia estratificación de la columna de agua, alrededor del km 0.

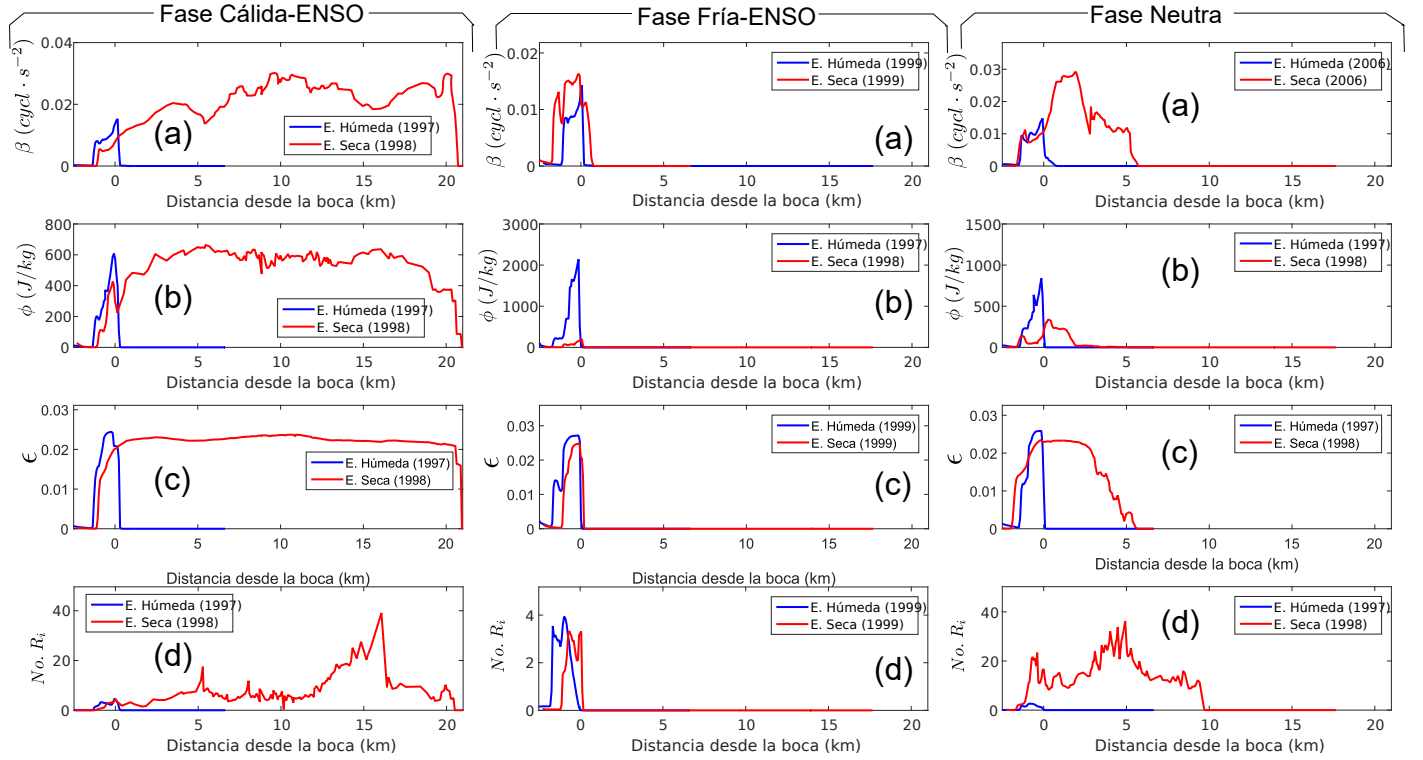


Figura 15: Comparación de parámetros de estratificación (a) β , (b) ϵ , (c) ϕ y (d) R_i en condiciones estacionales durante los años de fase cálida de ENOS (1997-1998), fase fría del ENOS (1999-2000) y un año neutro (2006).

En la fase Fría de ENOS, tanto en la época seca como en la húmeda, la estratificación de la columna se restringe alrededor de la boca de la DDRM. De igual modo que en la fase fría de ENOS, en condiciones de año neutro, los parámetros de estratificación exhiben valores que permiten concluir que la región entorno a la boca, km 0, esta estratificada, siendo la época seca donde se mantiene una mayor intrusión de la cuña salina, alrededor del km 6. La época seca en la fase cálida del ENOS muestra altos valores de los parámetros alrededor del km 20.

Al comparar las fases cálida y fría del ENOS con la fase Neutra, teniendo en cuenta las diferencias marcadas de la intrusión salina según la época, seca o húmeda, que define la intensidad del caudal, se nota que la mayor variabilidad de los parámetros se da en la fase cálida del ENOS, seguida de la fase neutra. La fase fría del ENOS muestra poca o ninguna variación entre épocas climáticas.

4. Discusión

Los índices de estratificación, el parámetro de estratificación, la frecuencia de flotabilidad y la anomalía de energía potencial mostraron un comportamiento casi idéntico con diferencias solo del orden de magnitud de los respectivos valores. Estos valores clasifican al estuario como tipo cuña salina (ver diagrama de estratificación-circulación [23]). La coherencia de los resultados de los parámetros, al margen de la época considerada o la fase del ENOS o el año neutro, son consistentes y confiables. Si bien es cierto que estos parámetros incorporan para su calculo la densidad, es importante indicar que cada uno de ellos representan procesos diferentes, además de que sus cálculos se hacen de manera independiente. En [23], estos mismos parámetros son empleados para estudiar la estratificación de salinidad vertical bajo diferentes condiciones hidrológicas en el estuario meso-mareal de Sebou (Marruecos). Por otra parte, R_i , como indicador de la intensidad de la mezcla, relaciona por una parte el parámetro de flotabilidad $\beta - (\rho g)(d\rho/dz)$ y por otra parte el flujo cortante, el cual se encuentra representado por $S^2 = (du/dz)^2$. En ese sentido, la intensidad de la mezcla se encuentra determinada por la flotabilidad (β), que indica el grado de estratificación en la columna y también el flujo cortante S , que incorpora información sobre la turbulencia en la columna de agua. En la figura 13(d), (e) y (f), que muestra el comportamiento de R_i , T_{xz} y P a lo largo del canal de la DDRM en la época seca, en la fase cálida del ENOS, se puede apreciar que el efecto de la turbulencia a través del esfuerzo cortante en el fondo, entre el km 0 al km 15, no es suficiente para inhibir la estratificación en la columna de agua. La competencia entre los valores de β y S^2 en el número de R_i dan cuenta de la preponderancia de la flotabilidad en esta zona debida a la intrusión de la cuña salina.

La estratificación de la columna de agua en la DDRM se estimó sobre la base de los parámetros de estratificación ϕ , ϵ y β y la mezcla por R_i . [38, 39] caracterizaron la estratificación de la columna del agua a partir de los mismos parámetros utilizados en este estudio (ϵ , β y ϕ), ambos estuarios con características meso/micro mareales con alturas en las mareas muertas de 1.5 y 0.97 m respectivamente, y con descargas promedio de 60 y 200 m^3/s , respectivamente, encontrando valores promedios de $\epsilon = 0,05$, $\beta = 5 s^{-1}$ y $\phi = 50 J \cdot m^{-3}$. En particular, la frecuencia máxima de flotabilidad (β), mostró valores relativamente altos para todas las condiciones estudiadas. De igual forma [40] reportaron valores típicos para el parámetro β que van desde $0,0025 - 0,01 s^{-2}$ para estuarios parcialmente mixtos y hasta $\beta = 0,1 s^{-2}$ para estuarios de cuña salina. [41] encontró que el parámetro β a veces se acercaba a $0,1 s^{-2}$ en el estuario del río Hudson, con un límite superior similar también observado en el río Columbia por [42]. A lo largo del DDRM, sin embargo, los valores observados de β en la zona de intrusión de la cuña salina oscilaron entre $0,01 s^{-2}$ hasta $0,03 s^{-2}$ para la época seca y entre $0,01 s^{-2}$ hasta $0,03 s^{-2}$ para la época húmeda, lo cual lo ubica en el límite de los valores reportados.

[43] encontró que la posición de la intrusión salina y la descarga fluvial en ambientes micromareales, como los de la DDRM, están relacionados. El incremento del caudal traslada la intrusión salina hacia el mar y su reducción permite el avance de la intrusión salina río arriba. [4] encontró que la dinámica de la cuña salina aguas arriba de la DDRM está modulada por el caudal, donde la marea y el viento sólo condicionan el grado de salinidad de la intrusión salina, especialmente en época de mínimos caudales. Es claro que los menores caudales en la DDRM ocurren cuando hay presencia del fenómeno del Niño en la época seca, el cual es entre 2.0 y 3.5 veces menor que

los caudales durante la fase de La Niña para la misma época y menor que durante un año Neutro (figuras 7 y 8). En ese sentido, en la fase cálida ENOS durante la época seca, la intrusión de la cuña salina alcanzó a penetrar hasta el km 20, mientras que para la misma época, pero durante la fase fría del ENOS y en el año neutro, alcanzó a penetrar hasta km 0.3 y el km 9, respectivamente. En este caso es apreciable efectivamente como en la DDRM el caudal es un elemento que está condicionando la penetración de la cuña salina a lo largo de la desembocadura.

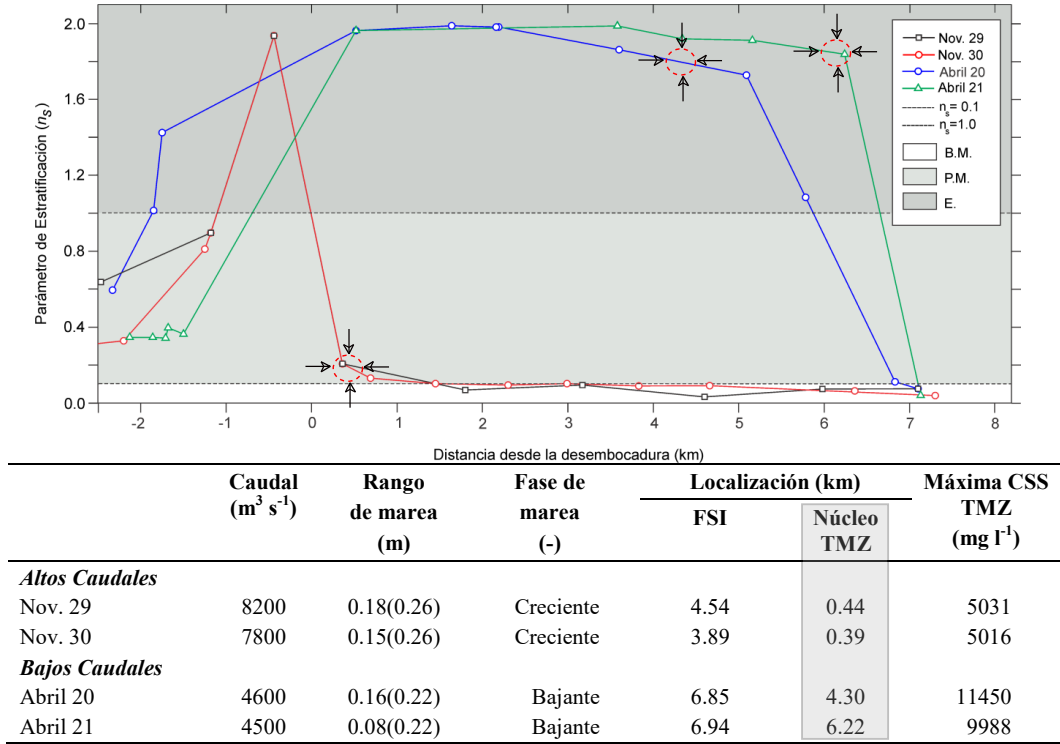
La reducción de la mezcla turbulenta debido a la estratificación aumenta en gran medida la captación de sedimentos suspendidos en la zona de máxima turbidez del estuario (TMZ) [44]. [14] encontró, en la DDRM, que durante la estación de bajos caudales la estratificación salina redujo la mezcla turbulenta por medio de la supresión de la fricción con el fondo, lo que inhibió la mezcla de sedimento en la TMZ a través de la columna de agua y condujo al asentamiento diferencial del material particulado. Aunque [14] explica la relación inversa de la estratificación salina y el caudal debido a las variaciones de la tensión de corte en el fondo, este estudio se restringió a las mediciones realizadas alrededor del km 6. Las variaciones temporales de la estratificación en los estuarios están controladas por el mecanismo competitivo de advección y mezcla. La circulación baroclínica promueve la estratificación al transportar agua de río más ligera sobre el agua del océano, es decir, la advección diferencial de la salinidad crea estratificación [45, 46]. A medida que aumenta la estratificación, se inhibe la mezcla debido al momento y se refuerza la circulación del esfuerzo cortante, es decir se refuerza la circulación diferencial de los fluidos. Alternativamente, a medida que la mezcla turbulenta aumenta, la estratificación se reduce directamente por mezcla e indirectamente por reducción en el corte. De esta forma, la mezcla disminuye la circulación del estuario, reduciendo su influencia estratificadora. La disminución de la estratificación promueve una mayor mezcla.

Lo anterior indica que tanto T_{xz} como P tienden a reducirse en la zona de la intrusión salina, que es altamente estratificada y extendida en la época seca, y a incrementarse fuera de ella, donde las condiciones de supresión de la turbulencia son menos efectivas.

En este caso se muestra que en la zona donde se presenta la menor estratificación se registran los mayores valores tanto de T_{xz} como de P , por ejemplo la figura 13 muestra, especialmente en la fase fría del ENOS y en la fase Neutra, el incremento de T_{xz} y P , río arriba de la DDRM, inmediatamente después de la intrusión salina. En la época húmeda (figura 14) se puede apreciar el aumento de T_{xz} y P y valores nulos de los parámetros de estratificación ϕ , ϵ , β y R_i río arriba del km 0, donde el incremento de la energía turbulenta inhibe la estratificación debido a los esfuerzos cortantes en el fondo.

La figura 16 muestra el cálculo del parámetro de estratificación ($n_S = \Delta S/\bar{S}$) realizado por [14] a lo largo de la DDRM, definido como el cociente entre el gradiente de salinidad entre la superficie y el fondo y la salinidad promedio en la columna de agua; además de una tabla con información de la ubicación del Núcleo TMZ, resaltado con un recuadro gris. En la gráfica de n_S se ha resaltado la ubicación del Núcleo TMZ con flechas negras, en ella se puede notar que la razón de cambio de la estratificación en la columna de agua, representado por n_S , comienza a decrecer después del Núcleo TMZ, siendo más notable este hecho para la época seca donde las descargas fluviales son más bajas y la cuña salina penetra más río arriba de la DDRM. [14] encontró que la ubicación de la TMZ estuvo asociada, entre otros aspectos, con la región de baja salinidad presentándose muy cerca de la localización de la interfase salina/agua dulce (FSI). El parámetro ϵ calculado en

el presente estudio, que relaciona el gradiente de densidad y la densidad promedio en la columna de agua, es análogo al parámetro n_s obtenido por [14]. De esta manera a partir del gráfico del parámetro de estratificación ϵ (figura 13(c)) se esperaría que la ubicación del Núcleo de la TMZ, cuando hay condiciones de Niño en la época seca, se encuentre alrededor del km 20. En la fase Neutra se esperaría su localización alrededor del km 3 y en la Niña debería estar ubicada entorno del km 0 de la época seca. Según [14] es muy probable que bajo estas condiciones el asentamiento por floculación y depositación de sedimentos pueden ser dominantes dentro del núcleo de la TMZ durante la estación de bajos caudales, cuando la intensa estratificación inhibe la mezcla turbulenta, lo que permite el desarrollo de flocs.



Nota. El número entre paréntesis indica el rango de marea total estimado en el ciclo de medición; para la localización de la FSI y la TMZ se toma como referencia la desembocadura (km = 0).

106

Figura 16: **Arriba:** Parámetro de estratificación (n_s) en la desembocadura del río Magdalena. Estimado a partir de las mediciones efectuadas en las estaciones de altos (Noviembre 2012) y bajos (Abril 2013) caudales (B.M.: Bien mezclado, P.M.: Parcialmente mezclado, E.: Estratificado). **Abajo:** Caudal, rango y fase de marea, localización de la interfase salina/agua dulce (FSI) y de la zona de máxima turbidez (TMZ), y máxima concentración de sedimentos en suspensión (CSS) de la TMZ, registrados en la desembocadura del río Magdalena. Adaptada de [47]

En la época húmeda, la TMZ, independiente de sus fases la Niña y El Niño y en condiciones Neutras no se alcanza a desarrollar dentro del canal debido a los altos caudales. La cuña salina es bastante limitada y en estas condiciones la supresión de la turbulencia no es tan efectiva, tal como

lo reportó [14]. Por lo tanto, la turbulencia no solo es efectiva en distribuir homogéneamente los sedimentos en suspensión a lo largo de la columna de agua sino también en prevenir la formación de flocs de gran tamaño en la estación de altos caudales. Durante las condiciones de bajos caudales, es cuando la intensa estratificación inhibe la mezcla turbulenta (i.e. $R_i \geq 2$), lo que permite que el proceso de floculación sea más frecuente [14].

Se han observado patrones estacionales de distribución de sedimentos y su interrelación con el nivel del lecho, la morfología y la composición asociada con la acreción y la erosión en muchos ambientes de estuarinos (por ejemplo, [48]; [49]). En el Mar de Wadden, tales patrones fueron reportados previamente por [50], [51] y [52]. La mayoría de estos estudios muestran que la deposición periódica ocurre durante el verano, mientras que los procesos de erosión predominan en el invierno. Por otra parte, existe una fuerte interrelación entre las tendencias a largo plazo y las periodicidades hidrológicas. [53] encontró que la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), los eventos El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) y los procesos climáticos cuasi-decadales son los principales factores que controlan la variabilidad de la descarga fluvial de los ríos Mulatos, Canal del Dique, Magdalena y Fundación. Además, se sabe que en sistemas con una circulación estuarina de dos capas y altas descargas fluviales, como la DDRM, se presenta una alternancia en la captura de sedimentos dependiendo de las variaciones del caudal [14]. De acuerdo con lo anterior la captura de sedimentos en suspensión en la estación de bajos caudales ocurre en la parte baja del estuario y en la estación de altos caudales se da en el frente deltaico y la plataforma. Es de esperarse entonces que la depositación de los sedimentos entre los cambios de estación se den desde la parte baja del estuario hacia el delta de la desembocadura siguiendo la dinámica de la cuña salina y en especial de la dinámica de la TMZ, a través de los procesos de floculación y de máxima CSS. En particular, es de esperarse que cuando se da la transición desde la época seca bajo condiciones del fenómeno del Niño hacia la época húmeda, bien sea que se de inicio a una fase de Normalidad o el inicio del fenómeno de la Niña, y se registren variaciones importantes del caudal, como se mostró en el presente trabajo, la TMZ estará localizada aproximadamente entre el km 15 y el km 20. Durante esta fase de transición climática es cuando se incrementa la producción de sedimentos hacia el río arrastrada por los caudales de sus tributarios y por los procesos de escorrentía en toda la cuenca, en tal sentido es de esperarse que al encontrarse en su paso con la cuña salina, la depositación de sedimentos a lo largo de todo el canal sea más efectiva, durante la transición de la época seca a la época húmeda.

5. Conclusiones

En el presente trabajo se estudió la variabilidad estacional e interanual de la estratificación en la DDRM con datos producto de las salidas del modelo numérico MOHID, el cual fue adaptado y calibrado por [8] para la zona de estudio. La evolución de la estructura vertical de la columna de agua a lo largo de la desembocadura en las épocas seca y húmeda, bajo condiciones de eventos ENOS y años Normales, fue evaluado en términos de los parámetros estratificación ϵ , ϕ y β , mezcla R_i y turbulencia en el fondo T_{xz} y P , obteniéndose los siguientes resultados:

- El modelo de perfil polinómico de grado 6 utilizado en este estudio se ajusta a los perfiles de velocidad producto de las salidas del modelo MOHID, el cuál fue validado en la zona donde coexisten el agua del río y la intrusión de la cuña salina, así como también en la zona donde sólo hay presencia del agua del río, donde el perfil logarítmico tiene un buen ajuste. Un buen ajuste de los perfiles de velocidad a lo largo del DDRM permitió efectuar los cálculos de la velocidad de corte de la cual dependen los parámetros τ_{xz} y P .
- El comportamiento de los parámetros anomalía de la energía potencial (ϕ), la frecuencia de flotabilidad (β), el parámetro de estratificación (ϵ) como indicadores de la estratificación y el número de Richardson (R_L) como indicador de la mezcla muestran muy buena concordancia con los datos medidos en el DDRM en la época seca.
- Se pudo establecer que durante los caudales bajos en la desembocadura del río Magdalena (caudales de $2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) la cuña salina logra penetrar hasta el km 20, lo cual ocurre específicamente en la época seca durante la fase cálida del ciclo ENOS. Por otra parte, la cuña salina en condiciones de un año Neutro penetra hasta aproximadamente el km 9, que es la condición natural de la cuña para caudales de $4000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $4500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Durante la fase fría del ciclo ENOS, caracterizada por caudales superiores a $6000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, la penetración de la cuña se ubica alrededor de la boca de la desembocadura, bajo estas condiciones el esfuerzo cortante con el fondo y la producción de energía cinética turbulenta son dominantes para inhibir la estratificación en la columna de agua río arriba del km 0.
- Durante la época húmeda, la cuña salina no penetra más allá del km 0.5 independientemente de si hay presencia del fenómeno del Niño, la Niña o en un año de condiciones Neutras debido a que los caudales son superiores a $6000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.
- Los índices de estratificación, el parámetro de estratificación (ϵ), la frecuencia de flotabilidad (β) y la anomalía de energía potencial (ϕ), mostraron un comportamiento casi idéntico con diferencias solo del orden de magnitud de los respectivos valores, tanto en la época seca como en la húmeda. Valores altos de los índices de estratificación son consistentes con registros inversamente proporcionales de los parámetros de producción de la energía cinética turbulenta (P) y esfuerzo cortante en el fondo (τ_{xz}). El número de Richardson (R_L) válida este hecho, las zonas con altos índices de estratificación registran valores de $R_L > 2$ y donde los parámetros de turbulencia (P y τ_{xz}) son dominantes $R_L < 2$.

- Es en la época seca que el sistema tiene su máxima variabilidad intra-anual y en El Niño cuando tiene su mayor variabilidad interanual. En condiciones de La Niña el sistema restringe la variabilidad intra-anual alrededor del km 0.

Referencias

- [1] T. P. Rippeth, E. Williams, and J. H. Simpson, “Reynolds stress and turbulent energy production in a tidal channel,” *Journal of Physical Oceanography*, vol. 32, no. 4, pp. 1242–1251, 2002. [1](#)
- [2] Z. Liu and I. Lozovatsky, “Upper pycnocline turbulence in the northern south china sea,” *Chinese Science Bulletin*, vol. 57, no. 18, pp. 2302–2306, 2012. [1](#)
- [3] J. C. Restrepo, K. Schrottke, C. Traini, J. C. Ortíz, A. Orejarena, L. Otero, A. Higgins, and L. Marriaga, “Sediment transport and geomorphological change in a high-discharge tropical delta (magdalena river, colombia): Insights from a period of intense change and human intervention (1990-2010),” *Journal of Coastal Research*, vol. 32, no. 3, pp. 575–589, 2016. [1](#)
- [4] S. Ospino, J. Restrepo, L. Otero, J. Pierini, and O. Alvarez-Silva, “Saltwater intrusion into a river of high fluvial discharge: the micro-tidal estuary of the magdalena river,” *Journal of Coastal Research*, *In press*, 2017. [1](#), [1.1](#), [4](#)
- [5] J. Restrepo and B. Kjerfve, “Magdalena river: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates,” *Journal of hydrology*, vol. 235, no. 1, pp. 137–149, 2000. [1](#), [2.3.2](#)
- [6] J. Restrepo and B. Kjerfve, “The pacific and caribbean rivers of colombia: water discharge, sediment transport and dissolved loads,” in *Environmental geochemistry in tropical and subtropical environments*, pp. 169–187, Springer, 2004. [1](#), [1.1](#)
- [7] C. P. U. Latorre, L. J. O. Díaz, and S. Lonin, “Influencia de las corrientes en los campos de oleaje en el área de bocas de ceniza, caribe colombiano,” *Bol. Cient. CIOH*, vol. 31, pp. 191–206, 2013. [1](#)
- [8] A. A. Higgins, L. Otero, J. C. Restrepo, and O. Álvarez, “Variabilidad estacional de la interacción oleaje-corriente y dinámica de la cuña salina en la desembocadura del delta del río magdalena,” in *XVIII Colacmar y XVII Senalmar, Santa Marta 2017*, 2017. [1](#), [2.2](#), [5](#)
- [9] J. D. Restrepo and J. P. Syvitski, “Assessing the effect of natural controls and land use change on sediment yield in a major andean river: the magdalena drainage basin, colombia,” *Ambio: a Journal of the Human Environment*, vol. 35, no. 2, pp. 65–74, 2006. [1](#)
- [10] D. Labat, “Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices,” *Journal of Hydrology*, vol. 385, no. 1, pp. 269–278, 2010. [1](#)
- [11] J. D. Barón, G. J. Pérez, P. Rowland, *et al.*, “A regional economic policy for colombia,” *Revista de Economía del Rosario*, vol. 7, no. 2, pp. 49–87, 2004. [1](#)
- [12] J. C. Restrepo-López, J. C. Ortiz-Royero, L. Otero-Díaz, and S. R. Ospino-Ortiz, “Suspended sediment load in colombian caribbean rivers: Magnitude, trends and variability,” *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, vol. 39, no. 153, pp. 527–546, 2015. [1](#)

- [13] A. Higgins, J. C. Restrepo, J. C. Ortiz, J. Pierini, and L. Otero, "Suspended sediment transport in the magdalena river (colombia, south america): Hydrologic regime, rating parameters and effective discharge variability," *International Journal of Sediment Research*, vol. 31, no. 1, pp. 25–35, 2016. [1](#)
- [14] J. Restrepo, K. Schrottke, C. Traini, A. Bartholomae, S. Ospino, J. Ortíz, L. Otero, and A. i. p. Orejarena, "Estuarine and sediment dynamics in a microtidal 1 tropical estuary of high fluvial discharge: Magdalena river (colombia, south america)," *Marine Geology, In press*, 2016. ([document](#)), [1](#), [1.1](#), [1](#), [1.1](#), [2.1](#), [2](#), [4](#), [4](#)
- [15] K. Dyer and A. New, "Intermittency in estuarine mixing," *Estuarine variability*, pp. 321–339, 1986. [1](#), [1.2](#)
- [16] K. R. Dyer, *Estuaries: a physical introduction*. 1973. [1](#), [1.2](#)
- [17] H. Nepf and W. Geyer, "Intratidal variations in stratification and mixing in the hudson estuary," *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 101, no. C5, pp. 12079–12086, 1996. [1](#)
- [18] R. Uncles, J. Ong, and W. Gong, "Observations and analysis of a stratification-destratification event in a tropical estuary," *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 31, no. 5, pp. 651–665, 1990. [1](#)
- [19] J. Ortiz-Royero and M. Rosales, "Severe tornadoes on the caribbean coast of colombia since 2001 and their relation to local climate conditions," *Natural hazards*, vol. 64, no. 2, pp. 1805–1821, 2012. [1.1](#)
- [20] J. Ortiz-Royero, L. Otero, J. Restrepo, J. Ruiz, and M. Cadena, "Cold fronts in the colombian caribbean sea and their relationship to extreme wave events," *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 13, no. 11, p. 2797, 2013. [1.1](#)
- [21] J. D. Restrepo and S. A. López, "Morphodynamics of the pacific and caribbean deltas of colombia, south america," *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 25, no. 1, pp. 1–21, 2008. [1.1](#)
- [22] H. MacKay and E. Schumann, "Mixing and circulation in the sundays river estuary, south africa," *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 31, no. 2, pp. 203–216, 1990. [1.2](#)
- [23] D. V. Hansen and M. Rattray, "New dimensions in estuary classification," *Limnology and Oceanography*, vol. 11, no. 3, pp. 319–326, 1966. [1.2](#), [1.2](#), [4](#)
- [24] K. R. Dyer, *Coastal and estuarine sediment dynamics*. John Wiley & Sons, Inc, 1986. [1.2](#)
- [25] K. Dyer, "Estuaries: A physical introduction, wiley," *New York*, 1997. [1.2](#)
- [26] B. Charles, *Physical Oceanography of Estuaries and Associated Coastal Waters*. London, 1976. [1.2](#)

- [27] D. W. Pritchard, “Estuarine classification—a help or a hindrance,” in *Estuarine circulation*, pp. 1–38, Springer, 1989. [1.2](#)
- [28] H. A. Dijkstra, *Dynamical oceanography*. Springer Science & Business Media, 2008. [1.2](#)
- [29] R. Lewis, “Relative contributions of interfacial and bed generated mixing to the estuarine energy balance,” *Mixing in Estuaries and Coastal Seas*, pp. 250–266, 1996. [1.2](#)
- [30] J. Simpson, D. Crisp, and C. Hearn, “The shelf-sea fronts: implications of their existence and behaviour [and discussion],” *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 302, no. 1472, pp. 531–546, 1981. [1.2](#)
- [31] F. Braunschweig, P. Leitao, L. Fernandes, P. Pina, and R. Neves, “The object-oriented design of the integrated water modelling system mohid,” *Developments in Water Science*, vol. 55, pp. 1079–1090, 2004. [2.2](#)
- [32] A. R. Trancoso, F. Braunschweig, P. C. Leitão, M. Obermann, and R. Neves, “An advanced modelling tool for simulating complex river systems,” *Science of the total environment*, vol. 407, no. 8, pp. 3004–3016, 2009. [2.2](#)
- [33] S. Mostaghimi *et al.*, “A comparison of swat and hspf models for simulating hydrologic and water quality responses from an urbanizing watershed,” in *ASAE Annual Int. Meeting*, 2003. [2.2](#)
- [34] V. H. Marín, A. Tironi, M. A. Paredes, and M. Contreras, “Modeling suspended solids in a northern chilean patagonia glacier-fed fjord: Glof scenarios under climate change conditions,” *Ecological modelling*, vol. 264, pp. 7–16, 2013. [2.2](#)
- [35] H. Burchard, K. Bolding, and M. R. Villarreal, *GOTM, a general ocean turbulence model: theory, implementation and test cases*. Space Applications Institute, 1999. [2.2](#)
- [36] J. Garratt *et al.*, “The atmospheric boundary layer, cambridge atmospheric and space science series,” *Cambridge University Press, Cambridge*, vol. 416, p. 444, 1992. [2.3.1](#)
- [37] G. Poveda, A. Jaramillo, M. M. Gil, N. Quiceno, and R. I. Mantilla, “Seasonally in enso-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in colombia,” *Water resources research*, vol. 37, no. 8, pp. 2169–2178, 2001. [2.3.2](#)
- [38] F. F. Frota, B. P. Paiva, and C. A. F. Schettini, “Intra-tidal variation of stratification in a semi-arid estuary under the impact of flow regulation,” *Brazilian Journal of Oceanography*, vol. 61, no. 1, pp. 23–33, 2013. [4](#)
- [39] S. Haddout and A. Maslouhi, “Two-dimensional modeling of the vertical circulation of salt intrusion in the sebou estuary under different hydrological conditions,” *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, pp. 1–18, 2017. [4](#)
- [40] W. R. Geyer, M. E. Scully, and D. K. Ralston, “Quantifying vertical mixing in estuaries,” *Environmental fluid mechanics*, vol. 8, no. 5, pp. 495–509, 2008. [4](#)

- [41] H. Peters, “Observations of stratified turbulent mixing in an estuary: Neap-to-spring variations during high river flow,” *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 45, no. 1, pp. 69–88, 1997. [4](#)
- [42] D. J. Kay and D. A. Jay, “Interfacial mixing in a highly stratified estuary 1. characteristics of mixing,” *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 108, no. C3, 2003. [4](#)
- [43] C. Ibañez, D. Pont, and N. Prat, “Characterization of the ebre and rhone estuaries: A basis for defining and classifying salt-wedge estuaries,” *Limnology and Oceanography*, vol. 42, no. 1, pp. 89–101, 1997. [4](#)
- [44] W. R. Geyer, “The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum,” *Estuaries and Coasts*, vol. 16, no. 1, pp. 113–125, 1993. [4](#)
- [45] P. Linden and J. Simpson, “Modulated mixing and frontogenesis in shallow seas and estuaries,” *Continental Shelf Research*, vol. 8, no. 10, pp. 1107–1127, 1988. [4](#)
- [46] P. Linden and J. Simpson, “Gravity-driven flows in a turbulent fluid,” *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 172, pp. 481–497, 1986. [4](#)
- [47] J. C. Restrepo, K. Schrottke, C. Traini, J. C. Ortíz, A. Orejarena, L. Otero, A. Higgins, and L. Marriaga, “Sediment transport and geomorphological change in a high-discharge tropical delta (magdalena river, colombia): Insights from a period of intense change and human intervention (1990-2010),” *Journal of Coastal Research*, vol. 32, no. 3, pp. 575–589, 2016. [\(document\)](#), [16](#)
- [48] B. C. Yang and S. S. Chun, “A seasonal model of surface sedimentation on the baeksu open-coast intertidal flat, southwestern coast of korea,” *Geosciences Journal*, vol. 5, no. 3, p. 251, 2001. [4](#)
- [49] S. Ryu, “Seasonal variation of sedimentary processes in a semi-enclosed bay: Hampyong bay, korea,” *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 56, no. 3, pp. 481–492, 2003. [4](#)
- [50] N. Nyandwi, “Sediment distribution patterns in the back-barrier areas of the wadden sea, spiekeroog island, germany,” 1998. [4](#)
- [51] W. Xu, “Mass physical sediment properties and trends in a wadden sea tidal basin.,” 2000. [4](#)
- [52] T. S. Chang, B. W. Flemming, and A. Bartholomä, “Distinction between sortable silts and aggregated particles in muddy intertidal sediments of the east frisian wadden sea, southern north sea,” *Sedimentary Geology*, vol. 202, no. 3, pp. 453–463, 2007. [4](#)
- [53] J. C. Restrepo, J. C. Ortíz, J. Pierini, K. Schrottke, M. Maza, L. Otero, and J. Aguirre, “Freshwater discharge into the caribbean sea from the rivers of northwestern south america (colombia): Magnitude, variability and recent changes,” *Journal of Hydrology*, vol. 509, pp. 266–281, 2014. [4](#)